交通职业教育教学指导委员会推荐教材

航海气象与海洋学

主编　杨亚新
主审　朱谦阳

HANGHAI QIXIANG YU HAIYANGXUE





大连海事大学出版社



ISBN 7-5632-2027-5
定价：27.00元

交通职业教育教学指导委员会推荐教材

航海气象与海洋学

主编　杨亚新
主审　朱谦阳

大连海事大学出版社

内容简介

本书是高职高专航海类专业"十一五"规划系列教材之一。本书根据中华人民共和国海事局2006年2月1日颁布实施的《海船船员适任考试大纲》和部颁课程教学大纲的要求以及本学科的最新发展而编写的。全书共分12章,内容涉及海洋水文气象要素及其测报,海上风暴天气系统的天气与海况特征及活动规律,气象传真图与海上气象报告的识读与应用,海上天气预报,海浪、海流、海冰等海洋学知识以及船舶气象导航等。

本书内容符合中华人民共和国海事局和STCW 78/95公约对各类海船船员在气象学与海洋学两方面的基本要求。本书既可作为高等职业院校航海技术专业学生的教材,也可作为不同航区海船船长/大副或二/三副的考证培训教材和成人高等教育教材,还可作为海船驾驶人员或与航海工作相关人员的技术参考书。

图书在版编目(CIP)数据

航海气象与海洋学 / 杨亚新主编 . —大连 : 大连海事大学出版社, 2006. 12
ISBN 7-5632-2027-5

Ⅰ. 航… Ⅱ. 杨… Ⅲ. 航海气象学 Ⅳ. P732

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第161276号

大连海事大学出版社出版

地址:大连市凌海路1号 邮政编码:116026 电话:0411-84728394 传真:0411-84727996

http://www.dmupress.com E-mail:cbs@dmupress.com

大连金华光彩色印刷有限公司印装 大连海事大学出版社发行

2006年12月第1版 2006年12月第1次印刷

幅面尺寸:185 mm×260 mm 印张:16.875

字数:418千 印数:1~3000册

责任编辑:史洪源 版式设计:海 韵

封面设计:王 艳 责任校对:枫 叶

定价:27.00元

前　言

高职高专航海类专业“十一五”规划教材(下称“系列教材”)是交通部科教司为了使高职航海类专业人才培养进一步符合《STCW78/95公约》和我国海事局颁布的《中华人民共和国海船船员适任考试、评估和发证规则》要求而组织编写的。首批系列教材共22种(航海技术专业11种,轮机工程技术专业11种)。编审人员是由交通职业教育教学指导委员会航海类专业指导委员会在全国航海高职院校范围内组织遴选并聘请的专业教师。参加编审的人员普遍具有较丰富的航海高职教学经验与生产实践经历,其中主编和主审均具有副教授以上专业技术职务。

本系列教材依据2006年3月新版《高职高专院校海洋船舶驾驶(航海技术)专业教学指导方案》和《高职高专院校轮机工程技术教学指导方案》中相应课程大纲编写,适用于三年制高职高专航海技术和轮机工程技术专业学生使用,也可作为上述专业中等职业教育和船员培训教材或教学参考书。

本系列教材具有如下特点:

1.较好地体现了《STCW78/95公约》和《中华人民共和国海船船员适任考试、评估和发证规则》,强调知识更新、突出技能,有利于培养适应现代化船舶的航海技术应用性人才。

2.紧密结合航海类专业人才培养目标和岗位任职条件,及时充实了新颁布的《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》(海船员[2005]412号)内容,有利于增强高职航海类专业毕业生岗位就业能力。

3.按照《高职高专院校海洋船舶驾驶(航海技术)专业教学指导方案》、《高职高专院校轮机工程技术教学指导方案》设计,使教材理论教学体系与实践教学体系在知识内容与职业技能之间做到相互交融。

4.把培养合格海员所需的品格素质、知识素质、能力素质和身心素质贯彻教材当中,强化了高职航海类专业学生素质教育力度。

在本系列教材编写、统稿和审校过程中业经多方把关,力求做得更好。时逢教育部普通高等教育“十一五”国家级规划教材遴选,本系列教材中《船舶操纵》等12种教材入选其中。衷心感谢为本系列教材付梓而辛劳的海事局、行业协会、港航企业、航海院校各位专家的帮助和支持。

热切期待教材使用者对本系列教材存在的问题给予指正,欢迎大家积极建言献策,以利交通职业教育教学指导委员会航海类专业指导委员会适时组织人员对本系列教材内容进行修改、调整和充实。

交通职业教育教学指导委员会航海类专业指导委员会

2006年12月

编者的话

《航海气象与海洋学》系交通职业教育教学指导委员会航海类专业指导委员会组织编写的高职高专航海类专业“十一五”规划教材之一。

本书根据中华人民共和国海事局2006年2月1日颁布实施的《海船船员适任考试大纲》和部颁课程教学大纲的要求以及本学科的最新发展而编写的。本书的主要特点体现在：

立足岗位，注重知识的实际应用。本书针对高职高专学生的特点和培养目标，以“必需、够用”为原则，以“职业岗位的需求”为出发点，在考虑全书知识的系统性和各部分内容之间衔接的基础上，更突出了知识的实际应用。删除了以往教材中过时陈旧、实用价值不大的内容；避免了高深的理论和复杂的数学推导，注重概念与结论的讨论、分析与应用；增补了以往教材中反映不够或没有反映而又具有实用价值的内容，如海面风速的计算、海上气象信息的识读与应用、航线天气预报、船舶观测使用的各类云的彩色图片等。

反映学科最新研究成果与动态。本书吸收了气象科学和海洋科学的最新研究成果和编者多年的教学、科研成果，反映了气象科学和海洋科学最新发展动态，如全球热带气旋的分类、命名、发生源地、发生季节、西北太平洋和南海热带气旋的活动规律、现代天气预报技术的发展、船舶海洋水文气象要素的观测与编报等，力求将最新的知识展现给广大读者。

配有丰富的课程教学资源。为提高教学效果，培养学生的实践技能，促进学生自主学习，在编写本书的同时，特地制作了与教材内容配套的多媒体教学课件一套，编写了与教材内容配套的《航海气象与海洋学实习指导书》、《航海气象与海洋学习题集》，同时建立了“航海气象与海洋学”课程教学网站，提供与本课程相关的一切教学资源，以满足学生自主学习的需要。

本书内容符合中华人民共和国海事局和STCW 78/95公约对各类海船船员在气象学与海洋学两方面的基本要求。本书既可作为高职高专航海技术专业学生的教材，也可作为不同航区海船船长/大副或二/三副的考证培训教材和成人高等教育教材，还可作为海船驾驶人员或与航海工作有关的人员的技术参考书。教学时可根据不同航区、不同船员职务考试大纲的要求选择教学内容。为帮助学习者复习巩固、加深理解所学知识，每章后面都配备了复习思考题。

本书的第一章第一至第五节和第七至第九节由山东交通学院海运学院王增全编写；第一章第十一节由浙江交通职业技术学院林郁编写；第一章第六和第十节、第二章、第四章、第六章、第九至第十一章及附录由南通航运职业技术学院杨亚新编写；第三章由南通航运职业技术学院朱谦阳和广东交通职业技术学院郭平编写；第五章、第八章由江苏海事职业技术学院王艳玲编写；第七章由广东交通职业技术学院郭平编写；第十二章由南通航运职业技术学院朱谦阳和薛德根编写；全书由杨亚新统稿，朱谦阳主审。

在本书编写过程中，得到了交通职业教育教学指导委员会航海类专业指导委员会和大连

海事大学出版社的大力支持。南通市气象局范德新高级工程师为本书提供了大量的素材。南通航运职业技术学院夏剑东老师参与了本书复习思考题的编写及部分文字的录入、图表的制作。对他们的热情帮助表示衷心感谢!

由于编者水平有限,书中定有不当或错误之处,热忱欢迎读者批评指正。

编　者

2006年11月

目 录

第一章 海洋水文气象要素及其观测 …… (1)
第一节 大气与海洋概况 …… (1)
第二节 气温 …… (8)
第三节 气压 …… (12)
第四节 大气湿度 …… (14)
第五节 风 …… (17)
第六节 云 …… (19)
第七节 降水 …… (23)
第八节 雾 …… (24)
第九节 能见度 …… (30)
第十节 海水温度、盐度和密度 …… (31)
第十一节 船舶海洋水文气象要素观测与编报 …… (34)
复习思考题 …… (46)
第二章 天气图基础知识 …… (49)
第一节 天气图的一般知识 …… (49)
第二节 地面天气图 …… (51)
第三节 高空天气图 …… (58)
第四节 热带流线图 …… (62)
第五节 气压系统随高度的变化 …… (64)
复习思考题 …… (65)
第三章 大气的运动 …… (67)
第一节 大气的水平运动 …… (67)
第二节 大气的垂直运动和大气稳定度 …… (75)
第三节 大气环流 …… (79)
第四节 季风环流 …… (85)
第五节 地形的动力作用和地方性风 …… (88)
复习思考题 …… (91)
第四章 气团与锋 …… (93)
第一节 气团 …… (93)
第二节 锋 …… (95)
复习思考题 …… (103)
第五章 气旋与反气旋 …… (105)
第一节 气旋与反气旋概况 …… (105)
第二节 温带气旋 …… (106)

第三节　温带反气旋 …………………………………………………………………… (114)
第四节　副热带高压 …………………………………………………………………… (118)
复习思考题 ……………………………………………………………………………… (120)
第六章　热带气旋 ……………………………………………………………………… (122)
第一节　概述 ……………………………………………………………………………… (122)
第二节　热带气旋的生命期、形成与消亡 ……………………………………………… (128)
第三节　热带气旋的结构与天气 ……………………………………………………… (130)
第四节　热带气旋的移动 ……………………………………………………………… (135)
第五节　南海热带气旋 ………………………………………………………………… (141)
第六节　热带气旋的测算和避离方法 ………………………………………………… (143)
复习思考题 ……………………………………………………………………………… (149)
第七章　赤道辐合带、东风波和热带云团 …………………………………………… (151)
第一节　赤道辐合带 …………………………………………………………………… (151)
第二节　东风波 ………………………………………………………………………… (153)
第三节　热带云团 ……………………………………………………………………… (155)
复习思考题 ……………………………………………………………………………… (156)
第八章　中小尺度天气系统 …………………………………………………………… (157)
第一节　雷暴 …………………………………………………………………………… (157)
第二节　飑线 …………………………………………………………………………… (159)
第三节　龙卷 …………………………………………………………………………… (160)
复习思考题 ……………………………………………………………………………… (161)
第九章　海上气象信息 ………………………………………………………………… (162)
第一节　气象传真图 …………………………………………………………………… (162)
第二节　气象报告 ……………………………………………………………………… (181)
复习思考题 ……………………………………………………………………………… (200)
第十章　海浪、海流和海冰 …………………………………………………………… (203)
第一节　海浪 …………………………………………………………………………… (203)
第二节　海流 …………………………………………………………………………… (213)
第三节　海冰 …………………………………………………………………………… (222)
复习思考题 ……………………………………………………………………………… (227)
第十一章　海上天气预报 ……………………………………………………………… (229)
第一节　概述 …………………………………………………………………………… (229)
第二节　天气形势的天气学预报方法 ………………………………………………… (231)
第三节　大风和海雾的预报 …………………………………………………………… (234)
第四节　航线天气预报 ………………………………………………………………… (238)
复习思考题 ……………………………………………………………………………… (243)
第十二章　船舶气象导航 ……………………………………………………………… (245)
第一节　概述 …………………………………………………………………………… (245)
第二节　航线选择方法 ………………………………………………………………… (246)

第三节　气象导航的基本原理 …………………………………………………… (248)
第四节　气象导航的一般程序及应用注意事项 …………………………………… (250)
复习思考题 ………………………………………………………………………… (251)
附录 1　等高面地转风速查算表 ……………………………………………………… (252)
附录 2　西北太平洋和南海热带气旋命名表 …………………………………………… (254)
附录 3　云图 …………………………………………………………………………… (255)
参考文献 ………………………………………………………………………………… (260)

第一章　海洋水文气象要素及其观测

气象要素（Meteorological Elements）是表征一定地点和特定时刻大气状况的大气变量或现象，如气温、气压、湿度、风、云、能见度和天气现象。

海洋水文要素是表征海洋物理状态、物理性质的各项要素，包括海水温度、盐度、密度、水色和透明度，以及海浪、海流、海冰等。

各海洋水文气象要素分别反映大气和海洋状态的各个侧面，这些要素之间相互作用，相互影响，构成了多变的天气与海洋现象，因此它们是航海气象与海洋学的基础知识。

本章将陆续介绍航海常用的部分气象要素与海洋水文要素的基本知识，以及在船舶条件下进行海洋水文气象要素测报的方法和要求。反映海水运动的海浪、海流、海冰等知识将在本书第十章中专门介绍。在讲解海洋水文气象要素之前，我们首先对大气与海洋的基本情况作一简要介绍。

第一节　大气与海洋概况

一、大气概况

1. 大气的成分

环绕地球表面的整个空气层称为大气层，简称为大气（Atmosphere）。大气的总质量为5.3 $\times 10^{21}$ g，约为地球质量的1%，地球"水圈"质量的1/250。在标准情况下，地面附近干空气密度的数值为1 293 $g \cdot m^{-3}$。大气是由多种气体混合组成的，此外，还包含一些悬浮的固体和液体杂质。我们通常把大气的组成分为三部分。

1）干洁空气

大气中除了水汽、液体和固体杂质以外的整个混合气体，称为干洁空气。它是组成大气的主要部分。在大气的中下层中，其组成的比例几乎不变。各种气体所占体积的百分比见表1-1。

表1-1　干洁空气中各种气体的体积百分比

主要气体	氮	氧	氩	二氧化碳	氖、氦、氪、氢、氙、臭氧等
百分比（%）	78.09	20.95	0.93	0.03	<0.01

干洁空气按照各成分在大气中的浓度，可分为主要成分和次要成分两部分。主要成分一般是指氮、氧、氩和二氧化碳；次要成分为氢和其他稀有气体。干洁空气按各成分平均停留时间，可分为准定常成分和可变成分两部分。准定常成分主要有氮、氧、氩和微量的惰性气体氖、氦、氪、氙等。可变成分包括二氧化碳、甲烷、氢、臭氧等。

大气中的某些气体含量虽少，但对气候变化影响很大。如二氧化碳，它能吸收和发射长波辐射，对阻止近地层热量的散逸起着一定的作用（即温室效应）。因此，如果大气中的二氧化碳成分增加，近地层的平均温度就会上升，而全球气候的变暖将直接影响到人类的生存环境，

因此对全球气候变化及其可能产生的影响的研究目前成为各国气象工作者重点研究的课题。大气中还有一种气体叫臭氧，它含量极少，主要分布在 10 ~ 50 km 高度的平流层大气中，极大值出现在 20 ~ 30 km 高度之间。它能强烈吸收紫外线，保护了地球上的生命，同时使平流层大气增温，对平流层的温度场和大气环流起着决定性作用，所以它是大气中最重要的微量 44 成分之一。

2) 水汽

水汽在大气中所占的比例很小，仅占 0.1% ~3%，却是大气中最活跃的成分。水汽主要来自海洋表面的蒸发，其次是潮湿陆面的蒸发及植物的蒸腾。它有以下几大特点：①是大气中含量变化最大的气体，随时间、地点、条件的不同有较大的变化；②随高度的增加迅速减少，绝大部分水汽集中于大气低层，5 km 处水汽含量只有近地面的 1/10；③是在常湿下唯一能发生相变的气体；④在天气变化中起重要作用。它能成云致雾，造成雷雨大风、低劣能见度。水汽凝结时释放出的潜热是台风等海上风暴系统发展的主要能量来源。可以说，没有水汽，几乎就没有天气现象发生。

通常称不含水汽的空气为干空气(Dry Air)，称含有水汽的空气为湿空气(Wet Air)。

3) 大气杂质

大气中悬浮着的许多固体和液体的微粒，如烟粒、尘埃、盐粒、水滴和冰晶等统称为大气杂质，又称大气气溶胶粒子。

杂质多集中在大气的低层，它不仅会使能见度变坏，影响船舶航行，而且是水汽凝结的核心(称为凝结核)，对云、雾、雨、雪的形成起着重要的作用。大气杂质还有削弱太阳辐射、阻挡地面辐射、保持地面温度的作用。

2. 大气的垂直结构

大气是地球周围包围着的一层空气，大气密度随着距地面高度的增加呈指数下降，其向星际空间过渡无明确的上界，一般将大气上界定为距地面 1 000 km 处。这也是极光出现的最大高度。

大气在垂直方向很不均匀，不同高度上大气的性质差异很大。世界气象组织(WMO)建议，根据气温和水汽的垂直分布、大气的扰动程度和电离现象等不同特点，统一规定将大气在垂直方向上分为五层，自下面上依次为：对流层、平流层、中间层、热层和散逸层，如图 1-1 所示。

1) 对流层(Troposphere)

对流层是地球大气中最低的一层，集中了整个大气质量的 3/4 和所有的水汽，几乎所有的天气现象都发生在这一层中，它对人类活动有重大影响，因此这一层是气象学研究的重点层次。

(1) 高度

对流层的厚度随季节和地区而变化，在低纬地区平均为 17 ~ 18 km，中纬地区平均为 10 ~ 12 km，高纬地区平均为 8 ~9 km。就季节而言，同一地区夏季对流层的厚度大于冬季。

(2) 特征

对流层大气具有以下几个特点：

①气温随高度的增加而降低

因为地面是对流层大气的主要热源，所以总趋势是气温随高度降低。平均而言，每升高

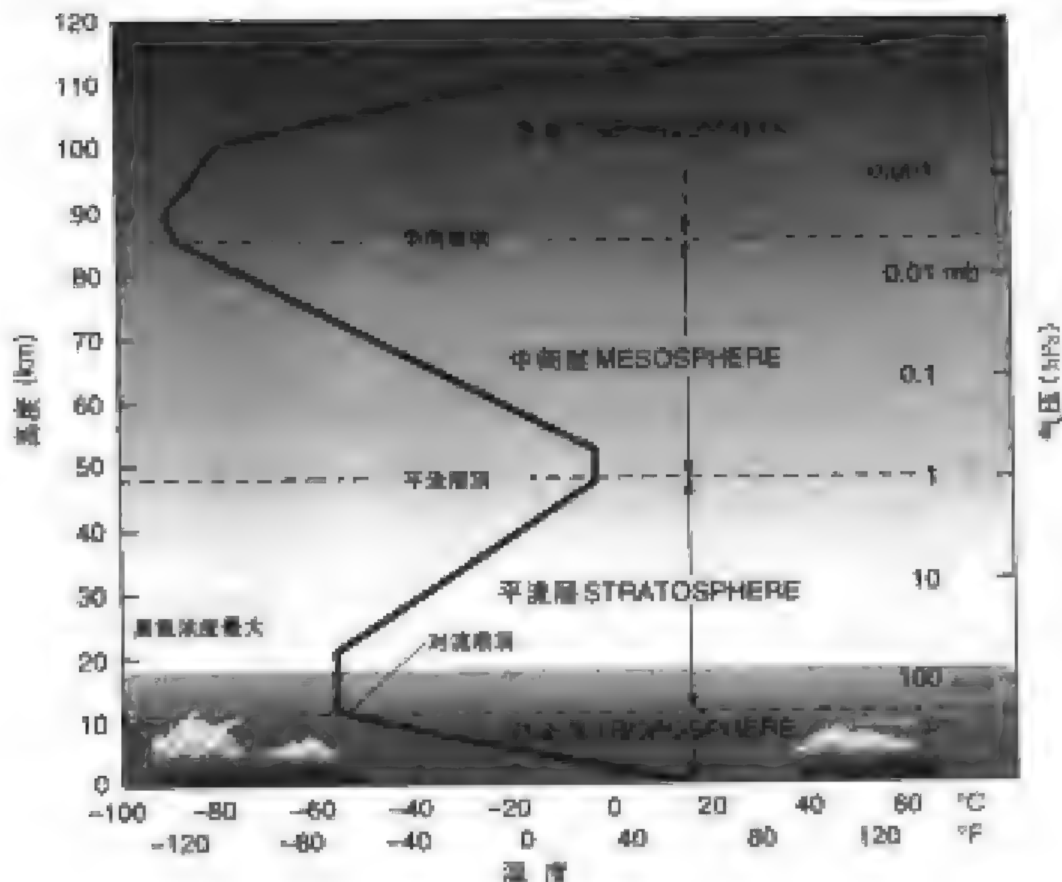


图1-1 大气的垂直分层

100 m 气温下降 0.65℃。在一定条件下，有时会出现气温随高度的增加而升高的现象，这种现象称为逆温。气温随高度增加而升高的这一层，称为逆温层。

②空气具有强烈的对流运动

对流层大气温度随高度的降低有利于空气的对流运动。空气中的对流使上下层的空气发生垂直混合，使近地面层的热量、水汽和杂质易于向上输送，这对成云致雨有重要作用。主要的天气现象和过程如寒潮、台风、雷雨、闪电等都发生在这一层。

③温度、湿度等气象要素水平分布不均匀

由于地理纬度的不同、大片陆地和海洋的存在，使各地区空气受热程度及水汽含量都不同，造成空气性质的差异，因此对流层内水平方向上温度、湿度等气象要素分布不均匀。

(3)分层

根据对流层中大气运动的不同特征，可将其分为摩擦层和自由大气层两个层次。对流层底部贴近地表面的气层中，空气运动受地面摩擦作用的影响显著，称为摩擦层(friction layer)，其厚度约为 1 – 1.5 km。在摩擦层中，随着高度的增加摩擦作用对空气运动的影响迅速减小，通常，风速随高度的增加而增大，气温在很大程度上受下垫面冷热的影响，两者都有明显的日变化。在摩擦层以上，因距离地表面相当远，摩擦作用很小，通常可以忽略不计。这一层称为自由大气层(free atmosphere)。在自由大气中，由于不受摩擦作用的干扰，大气运动的规律显得比较简单和清楚，尤其是处于对流层中部(500 hPa 等压面上)的气流状况，基本上可以表示整个对流层空气的运动趋势。

2)平流层(Stratosphere)

平流层位于对流层顶之上，约伸展到 55 km。这一层的下层，温度随高度不变或微有上升，20 km 以上温度随高度的增加显著升高。

在平流层中，空气的垂直运动远比对流层弱，特别是平流层的上半部几乎没有垂直气流，空气以水平运动为主，故此层称为平流层。

平流层中天气晴朗，气流平稳，大气透明度好，适宜飞机飞行。

在对流层与平流层之间有一个厚度为 1 ~2 km 的过渡层，称为对流层顶。其特点是气温随高度降低的速率突然变小或几乎不变(等温)，甚至温度随高度的增加而升高。

3)中间层(Mesosphere)

自平流层顶向上到大约 85 km 的气层称为中间层。此层的特点是气温随高度的增加而迅速下降，有相当强烈的垂直运动。另外，在 80 km 高度上有一个只在白天出现的电离层称为 D 层。在 D 层中，空气处于电离状态，能够反射无线电波。

4)热层(Thermosphere)

从 85 ~800 km 的气层称为热层，亦称热成层。这一层的特点是气温随高度的增加而迅速升高，空气处于高度电离状态，故该层又称为电离层。该层对实现远距离无线电通信具有重要意义。

5)散逸层(Exosphere)

热层以上的大气层称为散逸层，这是整个大气的最外层，是地球大气与星际空间的过渡区域，故又称外层。该层气温也随高度增加而升高，可达数千度。由于那里温度很高，又远离地面，受地球引力作用很小，空气极其稀薄，因此大气质点可以挣脱地球引力的束缚，不断向星际空间散逸。散逸层由此而得名。

3. 大气状态方程

大气状态方程反映出大气状态变化的基本规律，是气象学中重要的基本方程之一，许多研究都要用到这个方程，对此我们作一简单介绍。

1)理想气体状态方程

所谓理想气体，一般指不易液化的即符合等温、等容、等压变化规律的气体。普通气体在温度不太低(远离绝对温度零度)、压力不太高时，也可以看成理想气体。

对于理想气体来说，有下式成立：

$$\frac{PV}{T} = 常数$$

式中：P, V, T 分别表示气体压强、体积和气温。对于 1 mol 理想气体来说，这个常数 $= R^* = 8.31\ \mathrm{J \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1}}$。

因此，1 mol 理想气体状态方程可表达为：

$$PV = R^* T \tag{1-1}$$

在式(1-1)两边同除以气体分子量，得到单位质量理想气体状态方程：

$$\frac{PV}{\mu} = \frac{R^*}{\mu} T$$

或

$$P = \frac{\mu}{V} \frac{R^*}{\mu} T = \rho R T \tag{1-2}$$

式中：ρ 为气体密度；R 表示 1 g 气体的常数，称为“比气体常数”。

2) 干空气状态方程

由式(1-2)得到单位质量干空气状态方程：

$$P = \rho_d R_d T \tag{1-3}$$

式中：R_d 为干空气比气体常数，$R_d = R^*/29 = 0.287\ J \cdot g^{-1} \cdot K^{-1}$；$\rho_d$ 为干空气密度。

3) 水汽状态方程

由式(1-2)得到单位质量水汽状态方程：

$$e = aR_a T \tag{1-4}$$

式中：R_a 为水汽比气体常数，$R_a = R^*/18 = 0.462\ J \cdot g^{-1} \cdot K^{-1}$；$a$ 为水汽密度；e 为水汽压。

4) 湿空气状态方程

湿空气是由干空气和水汽组成的。其压强(P)、密度(ρ_w)分别为干空气和水汽压强、密度之和。因此有：

$$P = P_d + e$$

$$\rho_w = \rho_d + \rho_a = \frac{P_d}{R_d T} + \frac{e}{R_a T} = \frac{P - e}{R_d T} + \frac{e}{R_a T} \tag{1-5}$$

因 $R_a = 1.608R_d$，代入式(1-5)，则有：

$$\rho_w = \frac{P - e}{R_d T} + \frac{e}{1.608R_d T} = \frac{P}{R_d T} + \frac{e}{R_d T}(\frac{1}{1.608} - 1) = \frac{P}{R_d T(1 + 0.378\frac{e}{P})} \tag{1-6}$$

由式(1-6)可得：

$$P = \rho_w R_d T(1 + 0.378\frac{e}{P}) \tag{1-7}$$

式(1-7)就是湿空气状态方程。由式(1-7)可以看出，当气压和气温相同时，空气越潮湿(e 越大)，则其密度(ρ_w)越小；在气压相同的情况下，暖湿空气的密度比干冷空气小得多。

实际上，因为$\frac{e}{P}$很少超过 0.02，所以，0.378 $\frac{e}{P}$的数值很小。如果将其略去，则湿空气状态方程在形式上与干空气状态方程是相同的。因此空气的状态方程可以统一写成：

$$P = \rho R_d T \tag{1-8}$$

二、海洋概况

1. 地表海陆分布

地球表面总面积约 $5.1 \times 10^8\ km^2$，分属于陆地和海洋。如以大地水准面为基准，陆地面积为 $1.49 \times 10^8\ km^2$，占地表总面积的 29.2%。海洋面积为 $3.61 \times 10^8\ km^2$，占地表总面积的 70.8%。海陆面积之比为 2.5: 1。可见地表大部分为海水所覆盖。

地球上的海洋是相互连通的，构成统一的世界大洋；而陆地是相互分离的，故没有统一的世界大陆。在地球表面，是海洋包围、分割陆地，而不是陆地分割海洋。

地表海陆分布极不平衡。在北半球，陆地占总面积的 67.5%，在南半球，陆地占总面积的 32.5%。北半球海洋和陆地的比例分别为 60.7% 和 39.3%，南半球海、陆比例分别为 80.9% 和 19.1%。

2. 海洋的划分

地球上互相连通的广阔水域构成统一的世界海洋。根据海洋要素特点及形态特征，可将其分为主要部分和附属部分。主要部分为洋，附属部分为海、海湾和海峡(如图 1-2 所示)。

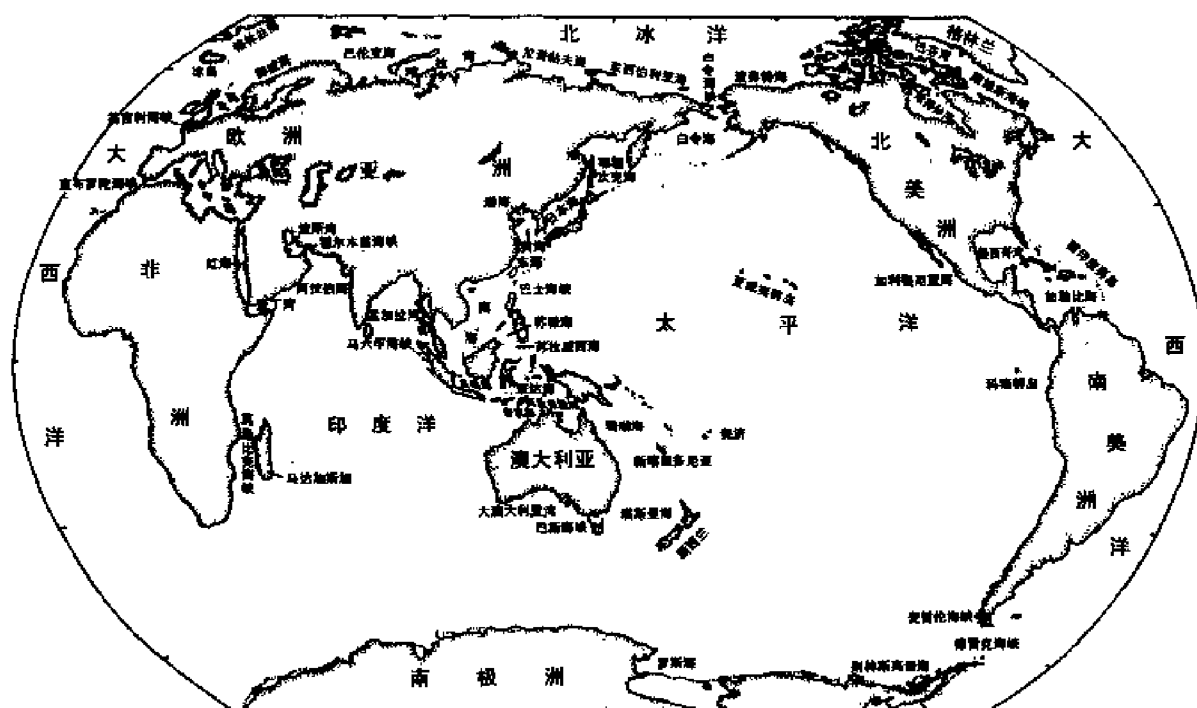


图 1-2 全球海陆分布及海洋的划分

洋或称大洋，是海洋的主体部分，一般远离大陆，面积广阔，约占海洋总面积的 90.3%。其深度深，一般大于 2 000 m。海洋要素如盐度、温度等不受大陆影响。另外，海洋具有独立的潮汐系统和强大的洋流系统。世界海洋通常被分为四大部分，即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。各大洋的面积、容积和深度见表 1-2。由表 1-2 可见，太平洋是最大、最深的大洋，北冰洋是最小、最浅的大洋。

表 1-2 各大洋的面积、容积和平均深度

名称	面积		容积		深度(m)	
	10^3 km^2	百分比(%)	10^3 km^3	百分比(%)	平均	最大
太平洋	165.246	45.8	707.555	51.6	4 282	11 034
大西洋	82.442	22.8	323.613	23.6	3 925	9 219
印度洋	73.443	20.3	291.030	21.3	3 963	7 450
北冰洋	5.035	1.4	10.970	0.8	2 179	5 220

海是海洋的边缘部分，据国际水道测量局的材料，全世界共有 54 个海，其面积只占海洋总面积的 9.7%。海的深度较浅，一般平均深度在 2 000 m 以内。其温度和盐度等海洋水文要素受大陆影响很大，并有明显的季节变化。没有独立的潮汐和海流系统，潮汐多由大洋传入，但潮汐涨落往往比大洋显著，海流有自己的环流形式。

按照海所处的位置可将其分为陆间海、内海和边缘海。陆间海是指位于大陆之间的海，面积和深度都较大，如地中海和加勒比海。内海是深入大陆内部的海，面积较小，其水文特征受周围大陆的强烈影响，如渤海和波罗的海等。边缘海位于大陆边缘，以半岛、岛屿或群岛与大洋分隔，如东海和日本海。

海湾是洋或海延伸进大陆且深度逐渐减少的水域，一般以入口处海角之间的连线或入口

处的等深线作为与洋或海的分界。海湾中的海水可以与毗邻海洋自由沟通,故其海洋状况与邻近海洋很相似,但在海湾中常出现最大潮差,如我国杭州湾潮差可达6~8 m,最大可达12 m之多。需要指出的是,由于历史上形成的习惯叫法,有些海和海湾的名称被混淆了,有的海叫成了湾,如波斯湾、墨西哥湾等;有的湾则被称作海,如阿拉伯海等。

海峡是两端连接海洋的狭窄水道。海峡最主要的特征是流急,特别是潮流速度大。海流有的上下分层流入、流出,如直布罗陀海峡;有的分左右侧流入或流出,如渤海海峡。由于海峡中往往受不同海区水团和环流的影响,故其海洋状况通常比较复杂。

三、大气和海洋污染

1. 大气污染

近百年来由于大工业的兴起,大量的废物和废气被排放到大气中。据测算,每年大约有 2×10^7 t 固体尘埃和一些有害气体,如一氧化碳和二氧化硫等被释放到大气中,通过大气的运动,这些污染物弥漫到整个大气。这种由人类活动使局部甚至全球范围大气或分发生有害于人类和各种生物的变化过程称为大气污染(Atmosphere Pollution)。

日益严重的大气污染在许多国家已成为"公害",严重地威胁着人们的生活和健康,对周围环境、森林、农作物、建筑物(包括船体)以及动植物的生存等造成不同程度的危害。据估计,城市附近空气中尘埃的含量要比农村高10倍,一氧化碳高30倍,二氧化碳高40~50倍。一些科学家指出,大气污染,特别是大气中二氧化碳含量的累积,将会使地球变暖并引起全球天气和气候的异常变化,导致极冰覆盖融化、海面上升,一些港口将被淹没。人们还发现在南、北极上空,由于大气污染,臭氧层已出现空洞。因此,保护大气环境,防止和控制大气污染已经日益引起人们的高度警觉和重视。

大气污染物种类很多,目前尚无确切的统计,对人类危害较大已被人们注意的有100余种,其中影响范围广、危害较大的,除粉尘外,还有二氧化碳、一氧化碳,一氧化氮、硫化氢、碳氢化合物和氨等。例如,在臭氧的作用下,二氧化硫能引起有害的酸雨,而氮的氧化物和碳氢化合物经太阳紫外线照射能产生毒性很大的光化学烟雾。

为了提高市民的生活质量,目前我国许多城市已开展大气质量监测报告和治理工作,并通过电视台、电台、报纸等每天定时向社会发布空气污染指数、空气质量等级和首要污染物种类(通常有总悬浮颗粒、二氧化硫和氮氧化物等)。上海市气象局1998年率先设立了城市环境研究中心,已推出"人体舒适度"、"污染气象条件"等预报。今后,他们还将对"健康与气象"、"花粉指数"、"空气细菌含量"等课题进行研究。

2. 海洋污染

人类自从开发利用海洋资源以来,由于片面地追求使用环境而不注意保护,致使海洋环境日益恶化,海洋生态平衡受到破坏;反过来又危及人类的生存,迫使人类重视海洋环境的保护。

海洋污染的途径很多,主要是降水和江河径流、大气环流、水流、涨落潮给海洋带来大量的污染物;其次是管道污水污染、海上采矿以及海上运输排污。海洋中的污染物大部分是由江河从大陆腹地携带而来的。

船舶营运过程中,海水冷却内燃机、蒸汽机,冷冻机的压缩机排出的废水,都会对海洋造成油污染和热污染;清洗甲板、机舱的废水也会携带大量石油、去污剂、化学剂污染海洋环境;压载水排放,船员旅客及运输的动物卫生用水以及船舶发动机排放的烟尘溶解于海水,都可以造成污染。石油及其制品运输污染海洋包括营运和海损两方面。研究人员对船舶污染海洋环境

进行的调查表明，石油的排放量是惊人的。此外，还有散装运输有害液体排放对海洋环境的污染，煤炭及矿砂粉尘污染，垃圾污染等。海洋污染具有污染源广、持续性强，扩散范围广等特点，其危害甚大。因此，保护海洋环境已经成为现代人类亟待解决的重要课题，受到各国政府的普遍关注。为了保护海洋环境清洁，早在 1954 年就在伦敦召开了 33 个国家参加的国际会议，并制定了国际公约，1962，1969，1971 年进行了三次修订。1973 年又在伦敦召开了国际会议，会上讨论并通过了防止船舶污染海洋的国际公约。公约由 2 项条款，2 份协议书和 5 份附件组成。现在无论在何处，凡是对 1973 年公约的任何破坏行为都将按照船旗国的法令来惩处，对这种情况的制裁是相当严格的。

第二节　气　温

一、气温的定义和单位

气温(Air Temperature)是用来表示空气冷热程度的物理量。气象上所说的气温是百叶箱中离地面约 1.5 m 高处的温度。

温度的单位各国还不统一。我国和世界大多数国家采用摄氏温标，单位是摄氏度(℃)，少数国家采用华氏温标，单位是华氏度(℉)。在理论计算中常采用绝对温标，单位是开(K)。各种温标的基点和换算关系见表 1-3。

表 1-3　各种温标的基点和换算关系

温标	冰点	沸点	基点间隔	换算关系
摄氏温标	0	100	100	$t = \frac{5}{9}(t_F - 32)$
华氏温标	32	212	180	$t_F = \frac{9}{5}t + 32$
绝对温标	273	373	100	$T = t + 273$

注：t 为摄氏温度(℃)；t_F 为华氏温度(℉)；T 为绝对温度(K)。

二、气温随高度的变化

大气温度随高度的变化率称为温度直减率，通常用 γ 表示。

若 Z_1 高度上的气温为 T_1，Z_2 高度上的气温为 T_2，如图1-3所示，则 Z_1 与 Z_2 之间气层的温度直减率为：

$$\gamma = -\frac{T_2 - T_1}{Z_2 - Z_1} = -\frac{\Delta T}{\Delta Z} \tag{1-9}$$

由式(1-9)可见，当气温随高度的增加而降低时，$\gamma > 0$；当气温不随高度变化时，$\gamma = 0$；当气温随高度的增加而升高时(逆温层中)，$\gamma < 0$，如图 1-3 所示。图中 γ 曲线称为层结曲线。

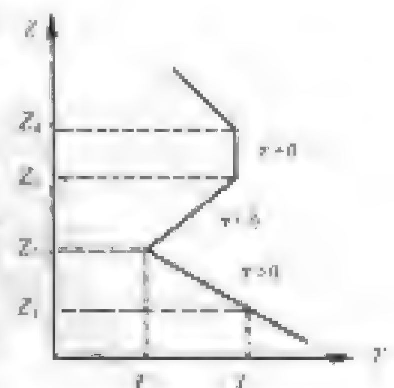


图 1-3　层结曲线

γ 值随时间、空间而变化，即不同时间、不同地点、不同层次的 γ 值是不等的。对流层中的 γ 一般是大于零，也可小于零、等于零，其平均值为 0.65℃/100 m。

三、空气的增温和冷却

当空气从外界得到的热量多于支出时，气温升高（增温），收入少于支出时，气温下降（冷却）。对流层空气的增温和冷却主要受下垫面的影响，这种影响主要是通过下垫面与空气之间的热量交换来实现的。这一点可从图1-4得到说明。

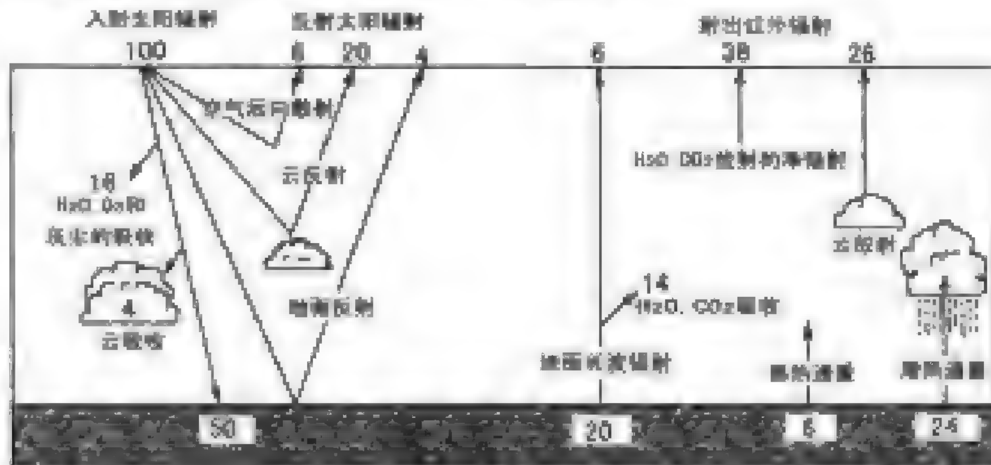


图1-4　地气系统的总辐射平衡框图

图1-4是地气系统作为一个整体的年平均辐射平衡框图。图中左边是太阳辐射的平衡过程，右边是地球长波辐射的平衡过程。从图左边可见，如果把入射的太阳辐射作为100个单位，则有20个单位被平流层的臭氧、对流层的水汽、气溶胶和云所吸收，30个单位被空气分子、云及地面散射或反射回太空，剩下50个单位被地面吸收。从图右边可见，在被地面吸收的50个单位的太阳辐射中，20个单位以长波辐射的形式进入大气，30个单位则经过湍流和对流以感热和潜热的形式传输至大气。在20个单位的地面长波辐射中，14个单位被大气吸收（主要是水汽和二氧化碳），6个单位则直接进入太空。对于大气而言，它吸收了20个单位的太阳短波辐射，14个单位的地面长波辐射，以及30个单位的感热和潜热形式的能量，再以长波辐射向太空发射，达到能量平衡。由此可见，大气受热的主要直接热源不是太阳直接辐射，而是地球表面，即下垫面。

下垫面与空气之间的热量交换途径主要有：热传导、辐射、水相变化、平流与对流、乱流（湍流）。

气温的局地变化是上述各种过程共同影响的结果，只是在不同情况下其作用大小不同。通常，地面与大气之间的热量交换以辐射为主，湍流和水相变化次之；各地空气之间的热量交换，以平流为主；上下气层之间的热量交换以垂直运动和湍流为主；热传导的作用微小，通常不予考虑。

四、气温随时间的变化

气温以一天和一年为周期的变化，称为气温的日变化和年变化，气温无固定周期的变化，称为气温的非周期性变化。

1. 气温的日变化

气温日变化的特点是：一天内有一个最高值和一个最低值。陆上最高值冬季出现在13～14时，夏季出现在14～15时，最低值出现在接近日出前。海洋上最高值出现的时间比大陆上早，在中午12时30分左右，最低值也出现在接近日出前。海洋上气温日变化的这一特点可以

用空气直接吸收太阳辐射而增温的作用来解释。

一天中气温的最高值与最低值之差，称为气温日较差。气温日较差的大小和纬度、季节、地表性质、天气状况和海拔高度有密切关系。一般是，低纬度地区的气温日较差大于中、高纬，夏季大于冬季，内陆大于海洋（沙漠上的气温日较差最大），晴天大于阴雨天，海拔高度低处大于高处。

陆上气温日较差在热带地区平均为12℃，温带地区为8℃～9℃，极地附近只有2℃；在中纬度地区气温日较差的季节变化明显，夏季平均为10℃～15℃，冬季为3℃～5℃。海洋上气温的日较差略大于洋面水温的日较差（通常小于0.4℃），仅为1.0℃～1.5℃。

2. 气温的年变化

月平均气温一年内也有一个最高值，一个最低值。在北半球，陆上最高值出现在7月份，最低值出现在1月份；南半球，陆上最高值出现在1月份，最低值出现在7月份。海洋上最高（最低）值出现的时间比陆地上迟一个月左右。

一年中月平均气温的最高值与最低值之差，称为气温的年较差。低纬地区，季节变化不明显，年较差很小；中高纬地区，季节变化明显，年较差较大；同一纬度上，陆上年较差大于海洋上；海拔高度越高，年较差越小。

值得注意的是，在赤道地区，气温的年较差很小。但一年中却出现了两个高值和两个低值，它们分别出现在春分、秋分和夏至、冬至前后。这是赤道地区在一年内接收太阳辐射能量的年变化造成的。春分、秋分太阳直射赤道，气温高；夏至、冬至太阳斜射赤道，气温低。

3. 气温的非周期性变化

气温的实际变化情况并不像上述的周期性变化那样简单，它的变化还时刻受着大气运动的影响。这种变化是非周期性的。例如，每当寒潮或冷空气影响时，气温便下降，过后气温又回升，而两次寒潮或冷空气活动之间的时间间隔是不等的。

实际的气温变化是周期性变化和非周期性变化共同影响的结果。不过，从总的趋势和大多数情况来看，周期性变化是主要的。

五、海平面平均温度的分布

图1-5(a)和1-5(b)表示订正到海平面后的全球1月和7月平均气温的地理分布。从图中可以看出：

1）夏季的等温线较稀疏，冬季的则较密集。这与冬、夏季高、低纬之间地面所接收的太阳辐射差的不同有关。

2）在南半球，等温线大致与纬线平行；而在北半球，等温线不大与纬线平行，如1月欧亚大陆和北美大陆上的平均等温线凹向低纬，而太平洋和大西洋的等温线向高纬凸起，7月份的情况正好相反。这是由于下垫面性质不同造成的。南半球下垫面比较均匀，热力性质差异小，故等温线基本呈纬向分布；而北半球海陆相间分布，下垫面很不均匀，热力性质差异大（夏季大陆为热源，海洋为冷源；冬季大陆为冷源，海洋为热源），故等温线不大与纬线平行，呈现如上所述的分布特点。

3）冬季北大西洋的等温线向北突出十分显著。这是墨西哥暖流造成的。位于60°N以北的挪威、瑞典，1月平均气温比同纬度的亚洲及北美东岸高10℃～15℃。在盛行西风的40°N左右，欧亚大陆西侧的大西洋海岸，由于海洋的影响，竟比受大陆冷空气团影响的亚洲东岸高20℃以上。此外，高大的高原和山脉能够阻挡冷空气的流动，也能影响气温的分布。例如，青

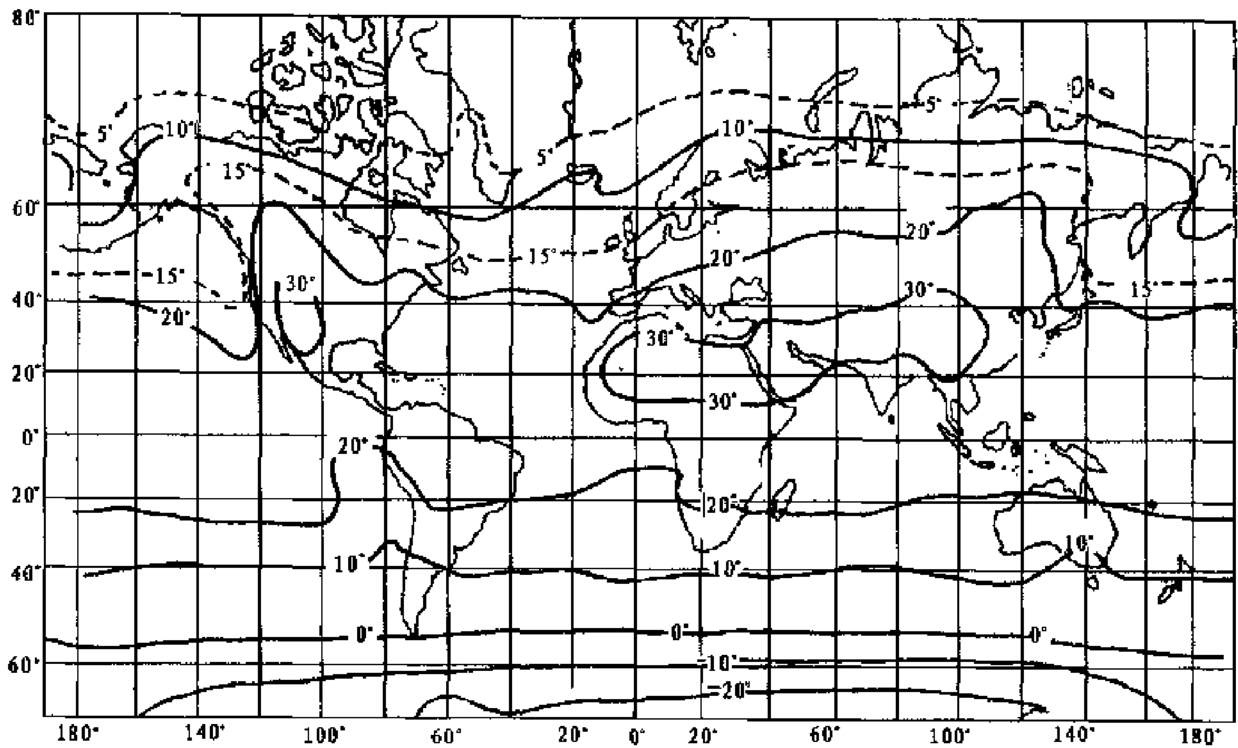


图 1-5(a) 1 月海平面平均气温

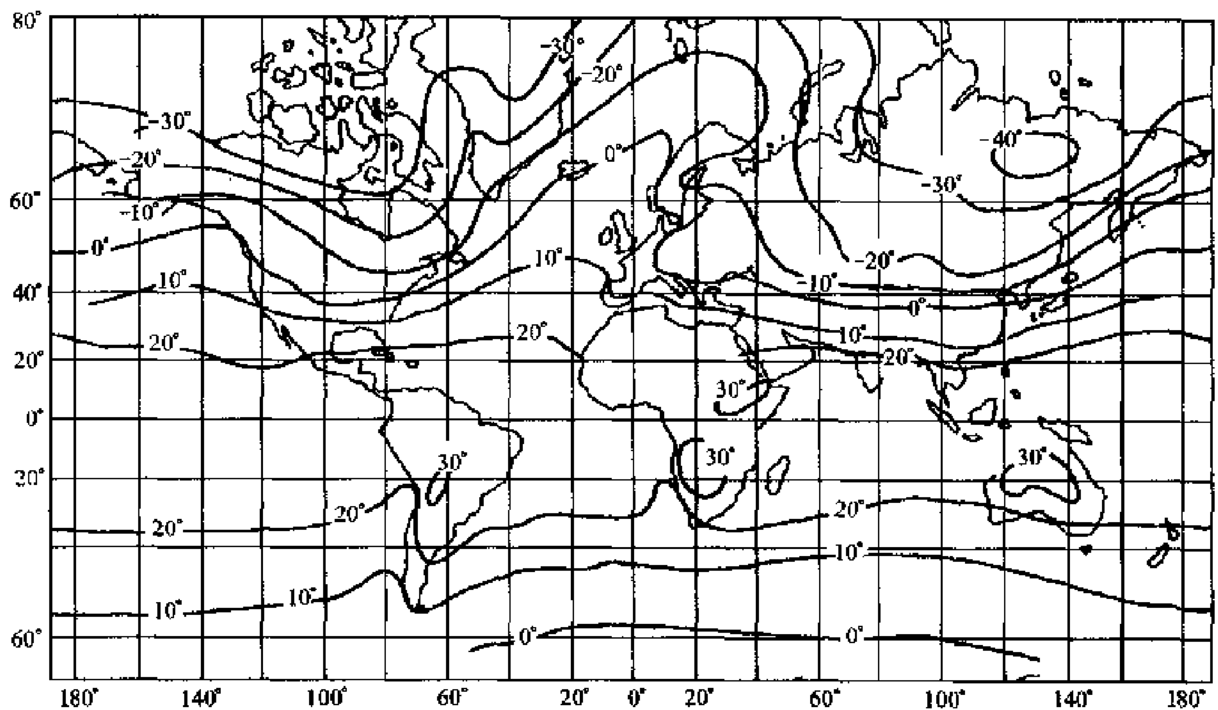


图 1-5(b) 7 月海平面平均气温

藏高原能阻止寒潮冷空气向南流动，而使其向东流动；北美的洛基山、欧洲的阿尔卑斯山等均能使冷空气向东而不向南流动。

4）在南半球，不论冬夏最低气温都在南极地区，而在北半球只有夏季的最低气温出现在极地地区。冬季北半球有两个冷极：一个在西伯利亚，1 月平均气温 -48℃以下；另一个在格

陵兰，1月平均气温低于 −40℃。地球上最冷的地方是南极，1957 年在南极点附近测得 −94.5℃的低温。在西伯利亚的奥依米亚康地区曾测得最低气温为 −73℃。

5）近赤道地区有一个高气温带，1月和7月的平均气温均高于 25℃，这个高温带称为热赤道。热赤道有南北位移，其平均位置约在 10°N 附近。热赤道上的高温地区均位于大陆上。极端最高气温出现在 15°N − 40°N 范围内的沙漠地区。在索马里的黎波里境内，曾测得 63℃的高温纪录。

第三节　气　压

气压的分布及其随时间的变化，反映了天气变化的趋势。一般来说，气压升高，天气转好；气压降低，天气转坏。因此气压是重要的气象要素之一。

一、气压的定义和单位

1. 定义

单位截面上大气柱的重量称为大气压强，简称大气压或压强(Atmospheric Pressure)。显然，大气中任意高度上的气压，就是从该点起直至大气上界止单位截面积铅直气柱的总重量。

2. 单位

1）百帕(hPa)

百帕(hPa)是气压的国际单位。1 m² 的面积上受到 1 N 的正压力，称为 1 个帕斯卡(Pa)，显然 1 hPa = 100 Pa。

一个标准大气压为 1 013.25 hPa，它相当于温度为 0℃、标准重力加速度为 9.806 65 $m \cdot s^{-2}$，水银密度为 $1.359\,51 \times 10^4\ kg \cdot m^{-3}$ 的条件下，单位截面积(1 cm²)，760 mm 高的水银柱的重量。

2）毫巴(mb)

现在国际上还有不少国家仍然继续使用毫巴(mb)作为气压的单位。1 m² 的面积上受到 1 000 达因(1 达因 = 10^{-5}N)的正压力，称为 1 个毫巴。

3）毫米水银柱高(mmHg)

此外，毫米水银柱高也可以作为气压的单位。

根据以上各气压单位的定义，得到气压各单位之间的换算关系如下：

$$1\ \text{mb} = 1\ \text{hPa}$$

$$1\ \text{mmHg} = \frac{4}{3}\ \text{hPa}$$

二、气压随高度的变化

根据气压的定义可知，气压随着高度的递增是逐渐减小的。但这只是定性的，为了深入了解气压随高度的变化规律，我们首先来讨论大气静力方程。

1. 大气静力方程

大气静力方程反映在重力作用下，大气处于流体静力平衡时，气压随高度变化的规律。

如图 1-6 所示，在截面积为 Δs 的铅直大气柱中取一高度差为 ΔZ 的薄层，其间的气压差为 ΔP。由于 ΔZ 是无穷小量，其中密度可以认为不随高度改变。当大气处于静力平衡时，该气层上、下底面高度 Z_1 与 Z_2 之间的压力差 $F_1 - F_2 = P_1\Delta s - P_2\Delta s$，应与这两点间气块的重量相等，

即

$$(P_1 - P_2) \cdot \Delta s = \rho g (Z_2 - Z_1) \cdot \Delta s$$

或

$$-(P_2 - P_1) = \rho g (Z_2 - Z_1)$$

即

$$\Delta P = -\rho g \Delta Z \tag{1-10}$$

或

$$\frac{\Delta P}{\Delta Z} = -\rho g \tag{1-11}$$

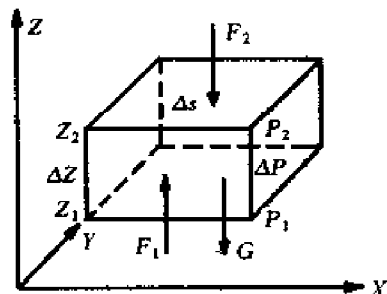


图1-6　气层的静力平衡

式中右边的"负号"表示，当 $\Delta Z > 0$ 时，$\Delta P < 0$，即高度增加时，气压下降。

式(1-10)或式(1-11)就是大气静力方程。由大气静力方程可知：随着高度的增加，气压递减的快慢决定于空气的密度。空气密度大的气层，随着高度的增加，气压递减得快；空气密度小的气层，随着高度的增加，气压递减得慢。显然，低层大气中气压随高度减少得快，干冷空气比暖湿空气中气压随高度减少得快。

在实际大气中，除山地和有强对流的地区外，垂直运动一般很小，把大气近似看作处于静力平衡状态，其误差只有1%。因此，静力方程在气象学中有广泛的应用。

2. 单位气压高度差(h')

在铅直气柱中，气压变化1 hPa时所对应的高度差，称为单位气压高度差，用 h' 表示。单位气压高度差实际上就是垂直气压梯度($-\frac{\Delta P}{\Delta Z}$)的倒数：

$$h' = -\frac{\Delta Z}{\Delta P}$$

将式(1-11)代入上式，则得：

$$h' = \frac{1}{\rho g}$$

上式表明，h' 主要随密度 ρ 的改变而改变。由于密度 ρ 不是直接观测的量，故将空气的状态方程 $P = \rho R_d T$ 代入上式，得：

$$h' = \frac{R_d T}{P g} \tag{1-12}$$

式(1-12)表明，h' 值与气温 T 成正比，与气压 P 成反比。当 T 不变时，h' 随 P 的减小而增大；当 P 不变时，h' 随 T 的升高而增大。在实际大气中，气压在水平方向上的变化比垂直方向上小得多，而温度在水平方向上的变化则比较大。因此，在水平方向上，温度是影响 h' 值的主要因素，气压是次要因素。温度越高，空气密度越小，h' 值越大。在垂直方向上，气压变化比温度变化的作用大得多，所以，气压成为影响 h' 值的主要因素，温度成为次要因素，总的趋势是，越往高处，空气密度越小，h' 值越大。

在近地而层，取 $P \approx 1\,000$ hPa，$T \approx 273$ K，$g = 9.8\ \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$，$R_d = 287\ \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$，则由式(1-12)可求得 $h' \approx 8.0$ m/hPa，即在近地面层，高度每升高8 m，气压就下降1 hPa。

当气层不太厚(高度几百米范围内)、要求的精度不太高时，利用单位气压高度差 h' 值，可导出船用压高公式：

$$P_0 = P' + H/8 \tag{1-13}$$

式中 P_0 表示海平面气压，P' 表示船台高度上的本站气压，H 表示船台距海面的高度（单位以 m 表示）。

在 500 hPa 附近，取 $T=250$ K，则可求得 $h'=14.6$ m/hPa。显然，高空的单位气压高度差比近地层大得多。

三、气压随时间的变化

根据长期观测的结果，发现气压随时间的变化有周期性和非周期性两种变化。

1. 气压的日变化

气压的日变化如图 1-7 所示。其特点是：在一天中气压有两个峰值和两个谷值，呈现两个大致对称的半日波。两个峰值分别出现在地方时 10 时和 22 时，两个谷值分别出现在地方时 04 时和 16 时，其中 10 时的峰值最高，16 时的谷值最低。

一天中最高气压值与最低气压值之差称为气压日较差。由图 1-7 也可看出，气压日变化在热带地区表现明显，日较差较大，可达 3～4 hPa，随着纬度增高，气压日较差逐渐减小。

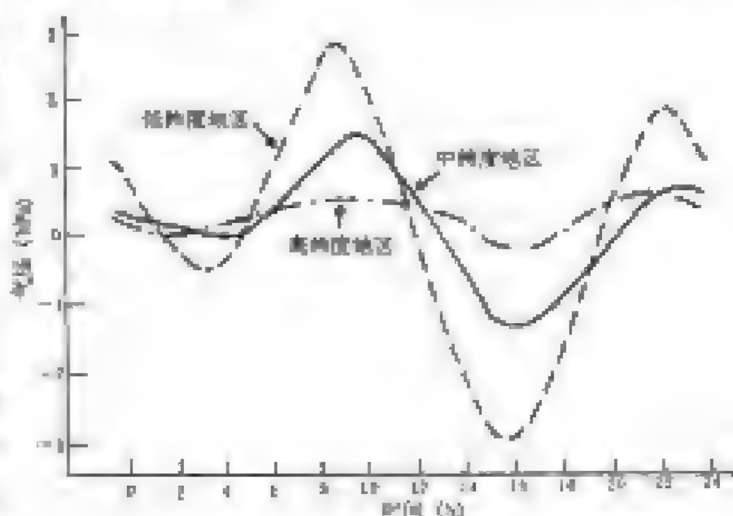


图 1-7　气压的日变化

2. 气压的年变化

月平均气压以一年为周期的变化，称为气压的年变化。一年中出现一个月气压最高，另一个月气压最低。在大陆上冬季最高，夏季最低；在海洋上则夏季最高，冬季最低。即在北半球，大陆上 1 月份气压最高，7 月份气压最低；海洋上 1 月份气压最低，7 月份气压最高。

气压的年变化在中高纬地区最显著，其年较差值也较大。海上气压的年较差较小，越深入内陆年较差越大。

3. 气压的非周期性变化

气压没有固定周期的变化，称为气压的非周期性变化。它是气压系统移动和演变的结果。

实际观测到的气压变化是周期性变化与非周期性变化叠加的结果。气压非周期性变化的幅度远大于周期性变化。只有在中高纬地区稳定的天气形势下，才能记录到明显而完整的气压日变化。

第四节　大气湿度

湿度的大小是决定云、雾、降水等天气现象的重要因子。它对航海的影响也是明显的。例如，大气低层温度低、湿度大时常形成雾，给船舶航行带来困难；大气中长期湿度很大，可能引起很多货物因受潮而霉烂变质。

一、湿度的定义和表示方法

湿度（Atmospheric Humidity）是大气湿度的简称，它是度量空气中水汽含量多少的物理量。

表示湿度的参数通常有四种：

1. 绝对湿度(a)

单位体积湿空气中含有的水汽质量，称为绝对湿度(Absolute Humidity)。常用单位是 $g \cdot m^{-3}$。它实际上就是大气中的水汽密度。它直接表示空气中水汽的绝对含量，但不易直接测量。

2. 水汽压(e)

空气是干空气和水汽组成的混合气体。大气压强是大气中各种气体压强的总和，其中由水汽所引起的那一部分压强，称为水汽压(Vapor Pressure)。其单位同气压。温度一定时，大气中水汽含量越多，水汽压越大。

在温度一定的情况下，一定体积空气中能容纳的水汽量是有限的，超过了这个限度时，水汽就会发生凝结。如果空气中的水汽含量未达到这个限度，这时的空气称为未饱和空气；如果达到了这个限度，这时的空气就称为饱和空气。

饱和空气中的水汽压，称为饱和水汽压(Saturation Vapor Pressure)，常用 E 表示。实验表明，饱和水汽压仅与温度有关，它随温度的升高而增大，在高温时增大的程度要比低温时大得多(如图 1-8 所示)。此外，饱和水汽压还受蒸发面的性质、曲度、溶质等的影响。如，同温度下冰面与过冷水(0℃以下不结冰的水)面相比，过冷水而的饱和水汽压比冰面大；凸面的饱和水汽压要比凹而的大，溶液面上的饱和水汽压小于纯水而。当气温为0℃时，冰而饱和水汽压与水而饱和水汽压相等，均为 6.11 hPa。

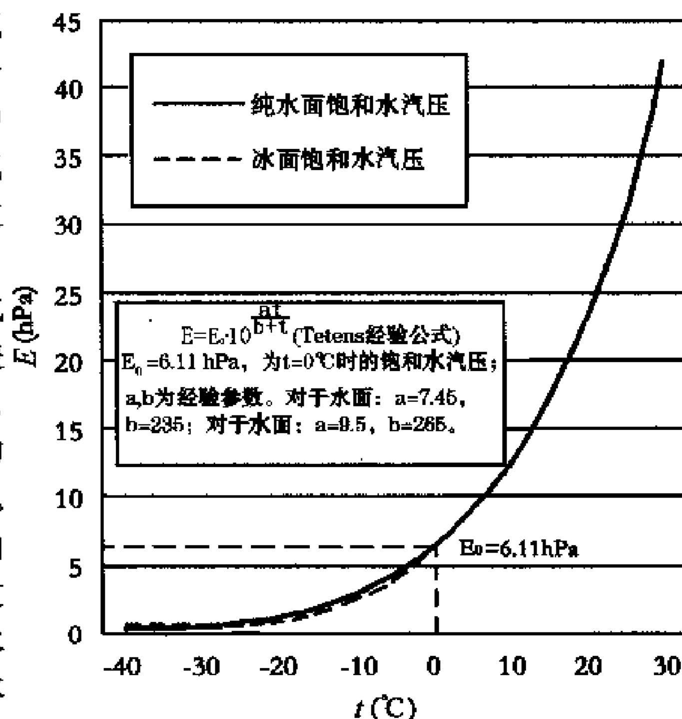


图 1-8 饱和水汽压与温度的关系

3. 相对湿度(f)

空气中的实际水气压(e)与同温度下饱和水气压(E)的百分比，称为相对温度(Relative Humidity)：

$$f = e/E \times 100\%$$

f的大小直接反映空气距离饱和的程度。f越小，空气距离饱和程度越远；$f = 100\%$时表示空气饱和。

4. 露点(t_d)

当空气中的水汽含量不变且气压一定时，降低气湿，使空气刚好达到饱和时的温度，称为露点温度，简称露点(Dew-point Temperature)。其单位与气温相同。显然，露点时的饱和水汽压就是空气中的实际水汽压 e。在气压一定时，露点的高低只与空气中的水汽含量有关，水汽含量越多，露点越高；反之，水汽含量越少，露点越低。因此，露点也是反映水汽含量的物理量。

5. 温度露点差($t-t_d$)

在天气分析中,常用$t-t_d$(称温度露点差)来表示空气距离饱和的程度。$t-t_d>0$时,表示空气未饱和。其差值越大,表示空气距离饱和的程度越远;差值越小,表示空气距离饱和的程度就越近。$t-t_d=0$时,表示空气饱和;$t-t_d<0$时,表示过饱和。

上述各种表示湿度的物理量中,绝对湿度、水汽压、露点表示空气中水汽的绝对含量;而相对湿度、气温露点差则表示空气距离饱和的程度,是相对量。常用的相对量还有饱和差($E-e$)和干、湿球温度差($t-t'$)等。

二、水汽压(e)与绝对湿度(a)之间的关系

由水汽状态方程:

$$e = aR_{\text{a}}T$$

得:

$$a = \frac{e}{R_{\text{a}}T} = \frac{1}{R_{\text{a}}} \cdot \frac{e}{T} \tag{1-14}$$

若e的单位用mmHg,a的单位用$\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$,并将$R_{\text{a}}=0.462\ \text{Jg}^{-1}\text{K}^{-1}$代入式(1-14),则$a$与$e$之间有如下关系:

$$a = 289\,\frac{e}{T} \tag{1-15}$$

当气温为16℃($T=289$ K)时,$a=e$。因为近地面气温的变化通常在-40℃~$+40$℃之间,即$289/T\approx1$,所以$a\approx e$。这表明,当e的单位用mmHg时,a与e在数值上相等。

应当注意,a与e是两个意义不同的物理量,引用$a\doteq e$,仅是为了使用方便而已(因为a不易直接测量)。

三、湿度的日变化和年变化

这里,我们主要讨论地面层空气湿度的日变化和年变化规律。

1. 水汽压的日变化和年变化

在近地面层空气中,水汽压的日变化比较明显。在海洋、沿海地区和大陆上对流不强的季节,水汽压的日变化与温度一致。一天中有一个高值和一个低值。高值出现在午后气温最高的时候,低值出现在接近日出前,日变化振幅随温度日变化振幅的增大而增大。在陆地上对流较强的季节,一天中水汽压有两个高值、两个低值。

水汽压的年变化与气温年变化相似,一年中有一个高值,一个低值。北半球,高值出现在7~8月份,低值出现在1~2月份。南半球,高值出现在1~2月份,低值出现在7~8月份。

2. 相对湿度的日变化和年变化

相对湿度在一天中也有一个高值和一个低值,但其变化与温度变化呈反位相,高值出现在日出前,低值出现在午后。

相对湿度的年变化可分为两种类型:一种是季风区,其年变化与温度年变化一致,高值出现在夏季,低值出现在冬季。另一种是在内陆,干燥且水汽压变化不大的地区,相对湿度的年变化与温度年变化呈反位相,高值出现在冬季,低值出现在夏季。

第五节　风

风是天气预报的重要项目之一，又是天气预报的重要依据之一。风也是一种对航海有重大影响的气象要素，对船舶航行具有很大影响的海浪和海流主要是由风直接引起的。

一、风的定义和表示方法

空气相对于地面或海底的水平运动，称为风(Wind)。风是矢量，既有大小又有方向。

风向(Wind Direction)是指风的来向，常用16个方位或方位度数(0°～360°)表示，如图1-9所示。前者多用于陆上，后者多用于海上和高空。

风的大小可以用风速表示，也可以用风力等级表示。

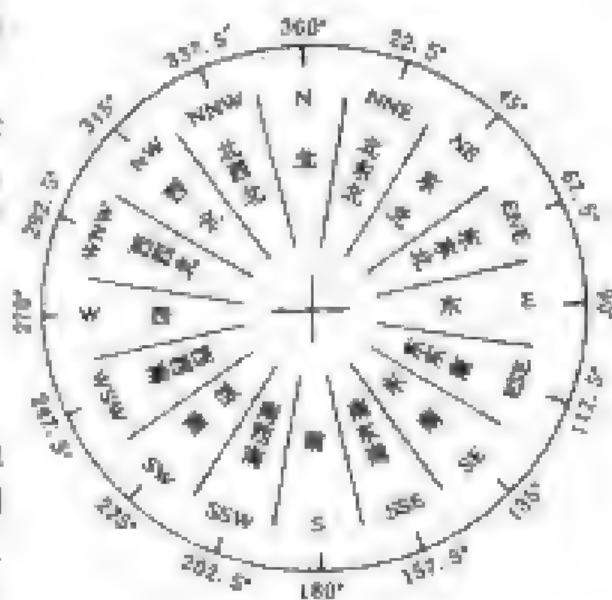


图1-9　风向表示法

风速(Wind Speed)是单位时间内空气所流经的水平距离。常用的风速单位有：米/秒(m/s)，公里/小时(km/h)和海里/小时(n mile/h)，即节(kn)。它们之间有如下关系：

$$1\ \text{m/s} = 3.6\ \text{km/h} = 1.944\ \text{kn}$$

$$1\ \text{kn} = 1.852\ \text{km/h} = 0.514\ \text{m/s}$$

$$1\ \text{km/h} = 0.540\ \text{kn} = 0.278\ \text{m/s}$$

风力等级(Wind Force Scale)是根据风对地面或海面的影响程度来确定的。目前国际上采用的风力等级是英国人蒲福于1805年拟订的，故又称"蒲福风级"(Beaufort Wind Scale)。蒲福将风力从0～12共分13个等级。无风为0级，最强的风称为飓风，风力12级(风速32.7～36.9 m/s)。因此，人们常用"飓风"、"12级风"来形容风力之强劲。随着气象仪器的发展，已测知自然界的大风实际上大大超过12级，如有的龙卷风风速可达100 m/s以上。为便于研究较大的风速，1946年后，把蒲福风级扩展到最大17级，见表1-4。

风级B与风速v(m/s)的关系为：

$$v = 0.836B^{3/2}$$

风吹过障碍物时，在与风向垂直的单位面积上所受到的压力称为风压。风压与风速之间的关系可以用下式近似地表示：

$$P_v = 0.0625\ v^2$$

式中：P_v表示风压，单位kg/m²；v表示风速，单位m/s。例如，当风速为30 m/s(11级)时，面积6 m×3 m的船舷上将受到1 t多的压力。

二、风的脉动和风的日年变化

1. 风的脉动

观测风时，常观测到风向摇摆不定，风速一阵大一阵小，这种现象称为风的脉动(Wind Velocity Fluctuation)或风的阵性。

表 1-4 风力等级表

风级	风 名	相当风速				海面状况	海面浪高(m)		海面征象
		kn	km/h	m/s	中数(m/s)		一般	最高	
0	无风 Calm	<1	<1	0~0.2	0.1	平如镜子 Calm-glassy	-	-	海面像镜子一样平静(无浪)
1	软风 Light air	1~3	1~5	0.3~1.5	0.9	微波 Calm-rippled	0.1	0.1	海面有波纹,但还没有白色波峰
2	轻风 Light breeze	4~6	6~11	1.6~3.3	2.5	小波 Smooth wavelets	0.2	0.3	波浪纹虽小,但已明显,波峰透明像玻璃,但不碎
3	微风 Gentle breeze	7~10	12~19	3.4~5.4	4.4	小波 Smooth Wavelets	0.6	1.0	波较大,波峰开始分裂,泡沫有光,间或见到白色波浪
4	和风 Moderate breeze	11~16	20~28	5.5~7.9	6.7	轻浪 Sight	1.0	1.5	小浪,波长较大,往前卷的白碎浪较多,有间断的呼啸声
5	清风 Fresh breeze	17~21	29~38	8.0~10.7	9.4	中浪 Moderate	2.0	2.5	中浪,波浪相当大,白碎浪很多,呼啸声不断,间或有浪花溅起
6	强风 Strong breeze	22~27	39~49	10.8~13.8	12.3	大浪 Rough	3.0	4.0	开始成大浪,波浪白沫飞布海面,呼啸声大作(可能有少数浪花溅起)
7	疾风 Near gale	28~33	50~61	13.9~17.1	15.5	巨浪 Very rough	4.0	5.5	海面像由波浪堆积而成,碎浪的白泡沫开始成纤维状,随风吹散,飞过几个波峰
8	大风 Gale	34~40	62~74	17.2~20.7	19.0	狂浪 High	5.5	7.5	中高浪,波长更大,随风吹起的纤维状更明显,呼啸声更大
9	烈风 Strong gale	41~47	75~88	20.8~24.4	22.6	狂涛 Very high	7.0	10.0	高浪,泡沫纤维更加浓密,海浪卷翻,泡沫可能影响能见度
10	狂风 Strong gale	48~55	89~102	24.5~28.4	26.5	狂涛 Very high	9.0	12.5	大高浪,波浪成长形突出,纤维状泡沫更为浓厚,并成片状。海浪颠簸好像槌击,浪花飞起带白色,能见度受影响
11	暴风 Vilent storm	56~63	103~117	28.5~32.6	30.6	非凡现象 Phenomenal	11.5	16.0	特高浪,中小型船在海上有时可能被浪所蔽。波峰边缘被风吹成泡沫,能见度大减
12	飓风 Hurricane	64~71	118~133	32.7~36.9	34.8	非凡现象 Phenomenal	14.0	-	空气中充满泡沫和浪花,海面因浪花的飞起成白色状态,能见度剧烈降低
13		72~80	134~149	37.0~41.4	39.2				
14		81~89	150~166	41.5~46.1	43.8				
15		90~99	167~183	46.2~50.9	48.6				
16		100~108	184~201	51.0~56.0	53.5				
17		109~118	202~220	56.1~61.2	58.7				

风的脉动在摩擦层中表现得最经常和最显著,随着高度的增加,阵性逐渐减弱,一般到2~3 km以上就不明显了。风的脉动,一天之中,午后最明显;一年之中,则以夏季较明显;陆地上比海洋上明显,山区尤为显著。

2. 风的日年变化

近地面层风速的日变化基本上与气温的日变化趋势一致。一般在没有明显气压系统影响的情况下，风速从早晨开始逐渐增大，在13时左右达到最大，以后就开始减弱，在清晨风速达最小。

风的日变化幅度，通常晴天比阴天大，夏季比冬季大，陆地上比海洋上大。

风的年变化因地而异。风向的年变化在季风地区有明显的规律，在非季风地区则很难看到规律性的变化。风速的年变化也不存在普遍规律。

第六节　云

云是大气中最常见的天气现象，它的出现和演变不仅反映了当时的大气运动状态，而且也能预示未来的天气变化。云对航海也有一定的影响。如果云高而高度又低，给测天、陆标识别和定位等都带来困难。因此，正确观测和分析云的变化具有重要的意义。

一、云的定义和形成条件

云(Cloud)是由大量的小水滴、小冰晶或两者的混合物组成的悬浮在空中的可见聚合体。云是大气中水汽含量达到并超过饱和时形成的。根据公式$f=\frac{e}{E}\times100\%$可知，使未饱和空气变为饱和空气的途径有两个：一是增加水汽使$e=E$；二是降温使E变小，从而使$e=E$。研究表明，单凭蒸发作用增加空气中的水汽在多数情况下不足以产生较大厚度内的饱和现象，只有水汽流入同时伴有空气冷却过程时才有利于云的形成。在自由大气中空气的冷却过程主要有绝热上升、乱流交换和辐射冷却。云是上述三种冷却过程单独或共同作用的结果。在多数情况下，特别是较高和较厚的云层，绝热上升运动起着主要的作用。可见云形成的基本条件：一是要有充足的水汽；二是要有使水汽发生凝结的冷却过程。

二、云的分类和各属云的主要特征

云主要是由于空气产生上升运动形成的。但由于上升运动的形式不同，使形成的云千变万化，形态各异。尽管如此，云还是有许多共同特征的。根据它们的共同特征，仍可对云进行区分。1956年世界气象组织按云底高度和云的外形特征，将云分为高、中、低和直展云四族共十属。1984年我国出版的《中国云图》按云底高度将云分为高云、中云、低云三族，然后按外形特征、结构和成因再将云划分为十属及若干类，见图1-10和表1-5。各属云的特征见表1-6。



图1-10　10属云的高度分布图

表 1-5　云的分类

云族	云底高度	云属		云类	
		学名	国际简写（全称）	学名	国际简写
高云	>5 000 m	卷云	Ci (Cirrus)	毛卷云	Ci fil
				密卷云	Ci dens
				伪卷云	Ci not
				钩卷云	Ci unc
		卷层云	Cs (Cirro-stratus)	薄幕卷层云	Cs nebu
				毛卷层云	Cs fil
		卷积云	Cc (Cumulo-cirrus)	卷积云	Cc
中云	2 500 ~5 000 m	高层云	As (Alto-stratus)	透光高层云	As tra
				蔽光高层云	As op
		高积云	Ac (Alto-cumulus)	透光高积云	Ac tra
				蔽光高积云	Ac op
				荚状高积云	Ac lent
				积云性高积云	Ac cug
				絮状高积云	Ac flo
				堡状高积云	Ac cast
低云	<2 500 m	层积云	Sc (Cumulo-stratus)	透光层积云	Sc tra
				蔽光层积云	Sc op
				积云性层积云	Sc cug
				堡状层积云	Sc cast
				荚状层积云	Sc lent
		层云	St (Stratus)	层云	St
				碎层云	Fs
		雨层云	Ns (Nimbus)	雨层云	Ns
				碎雨云	Fn
		积云	Cu (Cumulus)	淡积云	Cu hum
				碎积云	Fc
				浓积云	Cu cong
		积雨云	Cb (Cumulo－nimbus)	秃积雨云	Cb calv
				鬃积雨云	Cb cap

表 1-6 各属云的主要特征

云族	云属	云的组成	云的主要特征	降水
高云	卷云	由冰晶组成	具有丝缕状结构、柔丝般光泽的分离散乱的云，云体通常白色无暗影，呈丝条状、羽毛状、马尾状、钩状、团簇状、片状、砧状等。卷云可以从卷层云演变而来，有的是积雨云顶部残留下来的。	无
	卷层云	由冰晶组成	云体均匀成层，透明或呈乳白色，透过云层日月轮廓清楚，地物有影，常有晕。晕是环绕日月的大光圈。月晕多白色，日晕呈五彩，色带排列内红外紫。	无
	卷积云	由冰晶组成	云块很小，呈白色细鳞片状，常成行、成群排列整齐，很像微风吹拂水面所引起的小波纹。	无
中云	高层云	由水滴、冰晶和雪花共同组成	云体均匀成层，呈灰白色或灰色，云底带有条纹结构，常布满全天。云层较薄的部分，可以看到昏暗不清的日月轮廓，看去好像隔了一层毛玻璃。厚的高层云，则底部比较阴暗，看不到日月。	可下小雨，冬季可下较大的雪
	高积云	通常由水滴组成，在冬季高纬地区出现的高积云，可由冰晶组成	云块较小，轮廓分明，在厚薄、形状上有很大差异，薄的云块呈白色，能见日月轮廓，厚的云块呈暗灰色，日月轮廓分辨不清。常呈扁圆形、瓦块状、鱼鳞片或水波状的密集云条。常成群、成行、成波状排列。在地平线30°以上，大多数云的视宽角为1°－5°。有时可出现在两个或几个高度上。日、月光透过薄的高积云，常形成环绕日月的外红内蓝的华环。	有时可出现降水现象
低云	层积云	由水滴组成	云块一般较大（其视宽角多数大于5°），在厚薄、形状上有很大差异，常成群、成行或波状排列。云的结构比较松散，呈灰白色或灰色，透过薄的云块，太阳位置可辨，厚的云块比较阴暗。	低而厚的层积云往往产生间歇性降水
	层云	由水滴组成	云体均匀成层，呈灰色或灰白色，很像雾，云底很低但不接触地面或海面。	有时会下毛毛雨
	雨层云	由水滴、冰晶和雪花共同组成	低而漫无定形，云体均匀成层，常布满全天，呈暗灰色，能完全遮蔽日月，云底常伴有碎雨云。	连续性降水
	积云	由水滴组成	云体顶部呈圆弧形或圆弧形重叠凸起，底部几乎成水平。云块边界分明，云体之间多不相连。	无
	积雨云	由水滴、冰晶和雪花共同组成	云体浓厚庞大，垂直发展极盛，远看很像耸立的高山。顶部已开始冻结，呈白色，轮廓模糊，有毛丝般的丝缕结构，常呈铁砧状或马鬃状。底部阴暗混乱，起伏明显，有时呈悬球状结构。	雷阵雨、冰雹

在云物理研究中，为了通过云的外形特征揭示云的物理本质，通常将云分为积状云，波状云和层状云三种类型。

积状云（Cumuliform Cloud）包括卷云、积云和积雨云。它是由空气发生对流运动而形成的。其特点是云块孤立分散，个体分明，云底平坦，云顶中间向上凸起。陆地上的热力对流、锋面的抬升作用和气流的强烈辐合作用都会产生积状云。在热带海洋上产生的云团也是属于这种类型。

波状云(Wave Cloud) 包括卷积云、高积云和层积云。波状云主要是因为大气中发生波动引起上升运动而形成的。在大气中,由于气温和湿度的垂直分布不同而产生密度分布的不同。在不同密度的界面上,风的作用就像其作用在水面一样使气层产生波动。在波峰处引起上升运动,使原来接近饱和的空气达到过饱和凝结成云,或者使原来的云层加厚;而在波谷处由于有下层运动,导致云层变薄或消散,如图 1-11 所示。因此波状云的特点是:云块间轮廓清楚、排列有序、个体分明、大小均匀,远看云底呈条状分布,似大海中的波涛,又像微风拂过水面泛起的粼粼波纹。山的背风坡能产生气流波动,常出现波状云。

层状云(Stratiform Cloud) 包括卷层云、高层云、层云和雨层云。层状云是由于空气中发生系统性的垂直运动而形成的。其特点是范围广、云底平整看不出纹理,云体均匀成层、布满全天,云持续时间长,有时可持续 2 ~ 3 天甚至更长时间。发生暖锋面上的云系主要为层状云系。

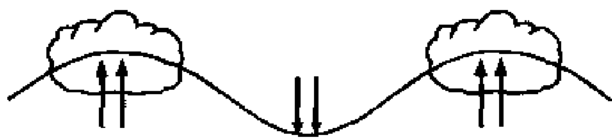


图 1-11　波状云的形成

积状云是大气层结不稳定的标志,故积状云又称对流云。层状云和波状云是大气层结稳定的标志。

三、看云识天气

云对未来天气的变化有预报指示意义。人们总结了很多关于观云测天的经验和云与天气的谚语,这里列出几条,可供学习参考。但应注意,看云识天气要结合天气形势,同时要综合其他气象要素加以分析,不能单凭一句谚语。

1. 清早宝塔云,下午雨倾盆

宝塔云是指云底水平,顶部并列着突起的小云塔,形状像远方的城堡或锯齿的云(如图 1-12所示)。它是在波状云形成后,其上的逆温层不太厚,而其下空气的对流和乱流都发展较强时,上升气流穿过逆温层,使云体突起成间断的圆弧形顶部的云朵所形成的。因此,堡状云的出现常预示着午后的雷雨。



图 1-12　堡状云的形成

2. 棉花云,雨快临

棉花云是指云块个体破碎、状如破棉絮团的云。它是在潮湿气层中因乱流发展强烈而形成的,它的出现是空气不稳定的表现,因而是午后雷雨出现的征兆。

3. 鱼鳞天,不雨也风颠

这里的鱼鳞指卷积云,卷积云如果与卷云、卷层云相伴出现,并且系统地发展,表示将有天气系统影响本地,常常带来阴雨或大风天气,故谚语有"鱼鳞天,不雨也风颠"这种说法。

4. 山云起,雷雨临

由于大气发生对流运动,上升气流由淡积云逐渐发展成浓积云,随着对流运动的猛烈进行,浓积云继续向上发展,到达冻结高度时,云顶开始产生冰晶,原来清晰的圆弧形云顶变得模

耸起来，这时浓积云变成了庞大有如巍巍高山的秃积雨云了，即所谓的山云起。当秃积雨云继续发展，从云顶模糊的边缘上滋长出毛丝般的结构并向四周扩展开来的铁砧状伪卷云时，雷电交加、暴雨倾盆的鬃积雨云便产生了，于是大雨即将来临。

5. 馒头云，晒死人

馒头云，是指淡积云。淡积云是积状云发展的最初阶段，是当空气对流的高度稍稍超过凝结高度时形成的，状如馒头，常在晴天时出现。因此有"馒头云，晒死人"这种说法。

6. 梭子云，定天晴

梭子云是指中间厚，边缘薄，状如豆荚的云（如图1-13所示）。它是由局部上升和下降气流相汇合而形成的。它的出现表示该高度以上气层稳定，有下降气流，天气不会转坏。谚语"天上豆荚云，地上晒煞人"也指这种情况。



图1-13 荚状云的形成

7. 悬球云，大雨临

悬球云是指从积雨云底部下垂的云团，它多出现于积雨云的底部上升气流最强的前方，主要是云底水滴下降时，被较强的上升气流托住而形成的。因此，它的出现通常预示很短时间内即有降水产生。

8. 天上鲤鱼斑，晒谷不用翻

鲤鱼斑是指薄而稳定的透光高积云，它是因波状运动和乱流使空气绝热冷却而形成的，常发生在稳定层结中，如有逆温和风切变时。因此当这种云出现时预示天气未来少变。但当这种云不断增厚，融合成层，表示天气将有变化，甚至产生降水。

9. 天上钩钩云，地上雨淋淋

钩卷云是卷云中的一种，它常出现在锋面的缓慢滑升区以及迎风坡上，其中，以出现在暖锋面上最典型。暖锋上的云系排列比较有规则，一般是卷云、卷层云、高层云、雨层云。因此，见到钩卷云、卷层云时，便知道不久要下雨。谚语"马尾云，雨必临"也是这个意思。

10. 日晕三更雨，月晕午时风

晕是太阳光投射到大气中的冰晶上经冰晶两次折射后形成的。晕的出现，表示空气中有大量的冰晶。大量的冰晶构成了卷层云，而卷层云又是锋面云系的前缘，因此晕就和锋面天气紧密联系在一起。锋面过境前后往往出现降水和大风等天气，所以，有了晕就是天气有变的前兆。

11. 上天同云，雨雪纷纷

同云是指满天一色的阴云，呈暗灰色，即气象上所称的雨层云。这种云云底较低，云层很厚，常带来连续性的雨雪天气。

第七节 降 水

降水（Precipitation）是液态的或固态的水汽凝结物从云中降至地面的现象。在海上，强度较大的降水对能见度有较大影响；暴雨、冰雹等恶劣天气将严重影响船舶的安全航行；连续阴雨天气会严重影响某些货物的装卸进程。

一、降水形态

降水有液体的，如雨、毛毛雨、冻雨；也有固态的，如雪、冰雹、冰粒、霰和冰针等。此外，还有雨夹雪。

二、降水量和降水强度

1. 降水量

降水（包括近地面凝结出的露水）未经蒸发、渗透、流失，在水平面上所积聚的水层深度称为降水量，以 mm 为单位表示。

2. 降水强度

它是指单位时间内的降水量。我国气象部门规定的降水强度等级划分见表 1-7 和表 1-8。

表 1-7 降雨量等级表 单位：mm

降雨量 \ 等级	零星小雨	小雨	中雨	大雨	暴雨	大暴雨	特大暴雨	阵雨
12 h 总降雨量	<0.1	0.1～5.0	5.1～15.0	15.1～30.0	30.1～70.0	70.1～140.0	>140.0	12 h 内阵雨累积时间小于 5 h，降雨量不超过 15 mm
24 h 总降雨量	<0.1	0.1～10.0	10.1～25.0	25.1～50.0	50.1～100.0	100.1～200.0	>200.0	

表 1-8 降雪量等级表 单位：mm

降雪量 \ 等级	零星小雪	小雪	中雪	大雪	阵雪
12 h 总降雪量	<0.1	0.1～1.0	1.1～3.0	>3.0	12 h 内阵雪累积时间小于 5 h，降雪量不超过 3 mm
24 h 总降雪量	<0.1	0.1～2.5	2.6～5.0	>5.0	

三、降水性质

在天气学中常根据降水的不同性质，将降水分为连续性降水（来自雨层云和厚的高层云）、间歇性降水（来自层积云和厚薄不均匀的高层云）和阵性降水（来自积雨云、浓积云和不稳定的层积云）等类型。常用的降水性质用语见表 1-9。

表 1-9 降水性质用语

用 语	含 义
阵性降水	雨、雪下降和停止都比较突然，雨量大小变化很快；天空时而昏暗，时而部分明亮开朗
雷阵雨	阵雨时伴有闪电和雷声
间断小雨	又称间歇性雨，指一种断断续续的小雨
毛毛雨	指一种极小的滴状液态降水，水滴随风飘动，徐徐降落，几乎看不出它在下降
零星小雨	指一种有的地方下，有的地方不下的小雨，12 h 或 24 h 总降水量小于 0.1 mm
雨夹雪	指雨和雪（或半融状态）同时下降
阵雪	下降、终止都比较突然的阵雪过程，12 h 内降雪量不超过 3 mm

第八节 雾

雾是影响海面能见度的首要因素。不论在海上还是在港口，雾对船舶的活动都有直接的影响。在雾中航行，即使备有雷达等现代化导航仪器，仍有偏航、搁浅、触礁和碰撞的危险。因

此，船舶驾驶人员必须具备有关海上雾的知识，掌握雾的生消规律。

一、雾的定义及形成

1. 定义

雾（Fog）是指近地面层中悬浮的小水滴、小冰晶或两者的混合物使水平能见度小于 1 km（或 0.5 n mile）的天气现象。水平能见度在 1～10 km 之间时，则称为轻雾（Mist）。

雾与云在本质上是一样的，都是发生在大气中的水汽凝结现象。雾和云的区别在于：雾的下层贴近地面，是发生在低空的水汽凝结现象，而云是发生在高空的水汽凝结现象，二者存在的高度是不同的。

2. 形成

雾形成的根本原因是，空气中所含的水汽量超过了当时温度条件下的饱和水汽量，多余的水汽就凝结出来变成小水滴或小冰晶。实验表明，当相对湿度达 80%～90% 时，就有出现雾的可能。

雾的形成，大致有以下几种过程：

1）冷却过程

空气中的水汽含量不变，气温降低，使空气达到饱和而发生凝结。

2）蒸发过程

气温不变，通过蒸发过程使空气中的水汽含量不断增加，使空气达到饱和而发生凝结。

3）既有冷却过程，又有蒸发过程

海洋上的雾的形成往往既有蒸发过程，又有冷却过程。

二、雾的分类及各类雾的特点

按照雾的形成原因，一般把海洋及沿海常见的雾分为平流雾、蒸发雾和辐射雾三类。

1. 平流雾

暖湿空气流经较冷的下垫面（水面或陆面）时，贴近下垫面的空气冷却，达到并维持饱和状态，水汽凝结而形成的雾，称为平流雾（Advection Fog）。平流雾又称为海雾（Sea Fog），是对航海威胁最大的一种雾。

1）特点

（1）浓度和厚度大。平流雾的浓度往往很大，能见度恶劣，甚至会出现水平视程小于 50 m 的情况；雾的厚度常可达几十米到几百米以上，遮天蔽日，严重影响天、地文定位。

（2）水平范围广。平流雾的形成，与大型天气过程及天气系统的活动有着一定的关系，因此其雾区范围可以很大，通常可达数百甚至数千公里。

（3）持续时间长。维持 5～6 h 不消散很常见，特别是当暖湿空气较强、流场稳定少变时，可维持几天甚至一周以上。

（4）一日之中任何时刻都可能产生，在大洋中日变化不明显。

（5）常伴有平流低云。平流雾来临之前，往往先见到低云。这种云破碎不堪，很不规则，移速很快，当雾越来越近时，碎云变成大片云层，随后就是贴近海面的大雾涌上岸来。

2）形成条件

平流雾是低层大气与海洋之间相互作用的产物，是在特定的海洋水文气象条件下产生的。研究结果表明，下列条件有利于海上平流雾的形成：

（1）冷的海面和适当的海气温差

① 冷的海面

观测表明，水平温度梯度较大的海陆交界区域和冷暖海流交界水域的冷海面上是平流雾发生最多的区域。例如，发源于白令海和鄂霍茨克海的冷流在北海道以东与黑潮暖流相遇，形成日本以东海面大片雾区。

统计资料清楚表明，当表层海水温度低于某个临界值时可能发生海雾，而高于此值时则不发生。如，北太平洋海雾发生的区域大致限于表层水温低于20℃的冷海面上。

② 适当的海气温差

通常人们都认为海气温差越大越有利于平流雾的形成。然而，大量观测结果表明，气温(t_a)与表层海水温度(t_w)之差为0℃~4℃时，平流雾发生的频率最高。如：长江口外海域和北海道以东洋面，海雾主要集中发生在海气温差为0℃~6℃的范围内，其中当t_a-t_w为2℃~3℃时雾出现的频率最高；在日本海和北太平洋，t_a-t_w为1℃左右时，雾出现最多，当$t_a-t_w>8$℃，雾就很少发生。

平流雾出现的频率有明显的年变化，即春、夏季多，冬、秋季少。

(2)适宜的风场

据统计，有平流雾时，风力多在2~4级之间，风向大致与表层海水等温线垂直。风力太大时，则湍流强，容易将上层热量向下传递，削弱低层空气的冷却作用，不易生成雾；风力太小时，则暖平流弱，空气与表层海水温差小，暖湿空气的输送量不足，不利于平流雾的形成，而且风力太小时，湍流很弱，仅能使海面上很浅薄的一层空气冷却，即使形成雾也很浅薄。只有在中等风力(2~4级)条件下，才能源源不断地输送暖湿空气，同时有一定强度的湍流使雾达到一定的厚度。

当风向与表层海水等温线垂直时，最有利于平流过来的暖湿空气在较冷的海面上冷却而形成雾。我国近海产生平流雾的有利风向通常为S—SE—E(在黄海北部还包括NE风)，而在英吉利海峡则为SW风。

(3)充沛的水汽

平流过来的暖空气要含有充沛的水汽，即湿度要大。

(4)低层有逆温层结

在平流雾的形成过程中，通常在大气低层有逆温层存在。逆温层能有效地抑制低层大气中对流的发展，它好像一个无形的盖子，阻挡着水汽向高空扩散，从而使水汽和凝结核大量聚集在低层大气中，对雾的形成极为有利。据统计，在能见度小于500 m的平流雾中，90%以上在大气低层都有明显的逆温层存在。典型的温度垂直轮廓线是在雾中为微弱的降温或等温，在其上则为逆温。

以上分析可知，平流雾的生成和维持是以一定条件为依托的，一旦这些条件发生逆转或遭到破坏时，海雾即趋于消散。主要是流场改变，暖温平流中断，如冷锋过境或风向有较大角度的转变，以及低层空气增温或风速过大、近地(海)面层大气稳定状态遭到破坏时，雾就会消失或抬升为低云。

2. 蒸发雾

较暖的水面或水滴不断蒸发水汽，进入低层较冷的空气中，使空气达到饱和而形成的雾，称为蒸发雾(Evaporation Fog)。常见的蒸发雾有锋面雾(Frontal Fog)和蒸汽雾(Steam Fog)两种。

1）锋面雾

从锋面以上暖空气中下降的水滴降落到冷空气中后，如果水滴温度远高于其周围的冷空气温度，则水滴将会不断蒸发，使锋面以下的低层冷空气中的水汽含量增加，达到饱和而形成雾（如图1-14所示）。这种雾称为锋面雾，又称雨雾或降水雾（Precipitation Fog）。

锋面雾对航海的威胁仅次于平流雾。锋面雾最常出现在锢囚气旋中暖锋接近中心的部分。紧靠冷锋后的雨区边缘也可出现。不过浓度较大、范围较广的锋面雾，还是以锢囚锋两侧和暖锋前出现的机会较多。锋面雾产生的典型部位是暖锋前、第一型冷锋后和锢囚锋两侧。



图1-14　锋面雾的形成示意图

锋面雾随着锋面和降水区的移动而移动。它出现的时刻和强度变化均不受气温日变化的影响。

2）蒸汽雾

冷空气流经暖水面时，因水温高于气温，水面不断蒸发水汽进入低层空气，使空气达到饱和状态而形成的雾，称为蒸汽雾。它看起来像从水面冒出的热气。

蒸汽雾在深秋和冬季较为常见。其特点是浓度不大，厚度较薄，持续时间不长，范围也不广，日变化比较明显。

蒸汽雾一般多出现在清晨，日出后随气温上升而慢慢消散。它的发生与风速无关，在5～40 m/s的风速中均可观测到蒸汽雾的发生；风向改变可使蒸汽雾消散。蒸汽雾多出现于高纬沿海、冰缘和冰间水面较狭窄的水带，稍远的地方就没有这种雾。

3. 辐射雾

由地面辐射冷却而形成的雾，称为辐射雾（Radiation Fog）。

晴夜、微风和近地面气层中水汽比较充沛是形成辐射雾的三个主要条件。

辐射雾是一种典型的"陆雾"。主要出现在内陆和港内，大洋上极少产生。与平流雾或锋面雾相比，辐射雾的范围不广，雾层也不厚。

辐射雾的产生有明显的日变化规律。它形成于夜间，日出前最浓，日出后随气温升高逐渐减弱消散。通常，在日出前所产生的辐射雾最容易消散；子夜产生的辐射雾，日出后若干小时才能消散；日落后即产生的辐射雾最不容易消散。除冬季阴天外，辐射雾午后仍不消散的只是少数。一年四季都可能形成辐射雾，以秋、冬两季最频繁，夏季辐射雾较少。如果夏季形成辐射并移至海面，却不易消散，因为那时的表层海水温度常低于气温。

形成辐射雾的有利风力是3～4级，强风时辐射雾容易消散，静稳时不利于消散。晴天是产生辐射雾的有利条件，但晴天也有利于辐射雾的消散。冬季辐射雾消散慢，夏季消散快。

三、海洋上雾的分布

如上所述，海洋上的雾是在特定的海洋水文气象条件下产生的，因而其分布具有很强的区域性和季节性。

1. 我国近海的雾

我国海域是太平洋的多雾区之一。有平流雾、锋面雾、辐射雾等。其中以平流雾最为典型。

1）地理分布

我国近海雾在地里分布上体现如下几个特点（如图1-15所示）：

(1)雾区范围南窄北宽。北起渤海湾南至北部湾,雾区大致呈带状分布,并具有南窄北宽的分布特点。南部宽约 100 ~ 200 km,舟山群岛一带宽约 400 km,北部更宽些,如黄海 6 ~ 7 月几乎全部是雾区。

(2)发生频率南少北多。琼州海峡和北部湾西北部冬、春季雾多,年雾日(一日中任何时候出现雾,不论持续时间长短,均记为一个雾日)20 ~ 30 天;台湾海峡和福建沿海年雾日 20 ~ 35 天(台湾海峡东部、澎湖列岛一带却很少,只有 4 ~ 5 天);闽浙沿海到长江口一带,年雾日增加到 50 ~ 60 天;黄海中部水域雾日达 50 ~ 60 天以上;山东半岛南部成山角和石岛一带海面雾最频,年雾日超过 80 天,最长连续雾日超过 25 天,有"雾窟"之称。从鸭绿江口到济洲岛的朝鲜西部沿海雾也比较多,年雾日达 50 多天,有时与山东南部沿海的雾区连成一片。

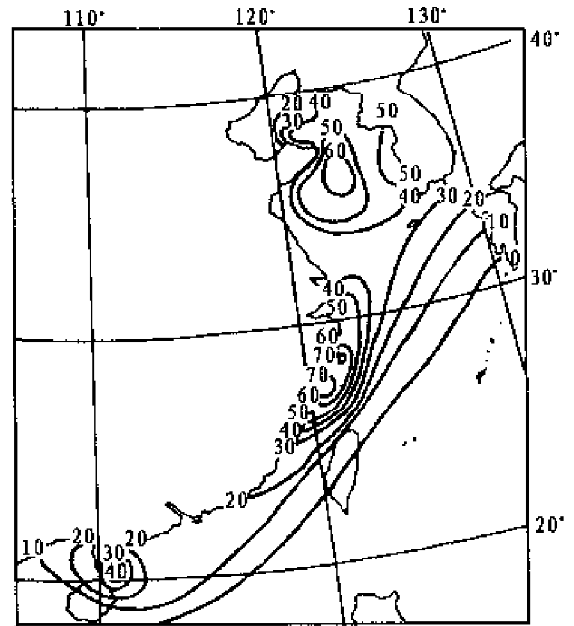


图 1-15 我国近海年雾日的分布

(3)有三个相对多雾中心和三个相对少雾中心。我国近海雾在具有南窄北宽、南少北多这个基本分布特点的基础上,出现三个相对多雾中心和三个相对少雾中心。三个相对多雾中心分别是黄海中、南部,长江口至舟山群岛和北部湾。三个相对少雾中心分别是渤海(暖流不易到达,也不存在水温不连续带,因而雾很少)、台湾海峡(风较大,不利于雾的形成)和南海南部(终年受暖流控制,缺乏冷却条件,因而基本无雾)。

2)季节变化

我国近海的海雾,以南海北部沿岸出现最早,始于去年 12 月,12 ~ 来年 4 月为雾季,2 ~ 3 月雾最多。东海的雾始于 3 月,3 ~ 7 月为雾季,其中浙江沿海至长江口 4 ~ 6 月最盛。黄海的雾始于 4 月,4 ~ 8 月为雾季,6 ~ 7 月最盛。8 月,除黄海北部外,我国整个沿海的雾骤然减少。

以上情况表明,我国近海的雾在时间上从春至夏,由南向北推延表现出南早北晚的特点。

3)成因

我国海域有两支海流系统:一支是著名的黑潮暖流及其支流(包括台湾暖流、对马暖流和黄海暖流),称为外海流系;另一支是沿岸流,是由江河径流的淡水组成的,包括渤海、黄海、东海和南海沿岸流(见本书第十章第 2 节内容)。沿岸流的范围和流向直接受陆地径流和季风的影响,随季节而变化。冬半年受大陆低温和融化的冰雪影响,具有明显的冷流性质,势力较强。由春至夏受陆地增温影响,冷流逐渐减弱北缩,进入盛夏以后,沿岸流的低温性质便隐而不见了。

以上这种海流的分布情况,在适宜的风场配合下,为平流雾的产生提供了必要的下垫面条件。春、夏季节正是东亚夏季风控制的季节,东南气流源源不断的将黑潮上空的暖湿气流输送到我国沿海,当这种气流抵达变性北缩的沿海冷流水面上时,便在该水域形成雾区。

除上述外,我国春季,从大陆吹往海上的空气,气温可能略高于水温,这时也能形成平流雾。冬季,北方沿海有时会出现蒸汽雾。在秋冬季,河口、港湾或低温平原的沿海,夜间常产生

辐射雾，可能移往附近海面。锋面雾四季都能产生，但以春夏季居多。

2. 世界海洋的雾

世界海洋的雾主要产生在冷暖海流交汇处的冷水面和信风带海洋东岸附近的上翻冷水上，多出现于春夏季节。由图 1-16(a)、(b)可以看出，雾的高发区集中在高纬度靠近陆地东岸的海洋上。大洋中央和赤道附近的热带海面上几乎没有雾。

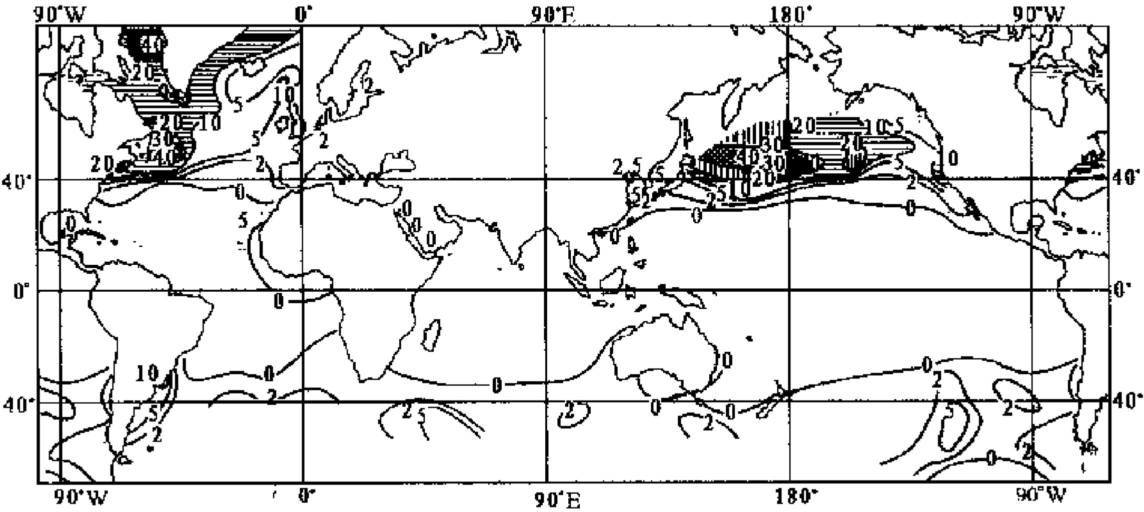


图 1-16(a)　1 月世界大洋海雾的频率(%)

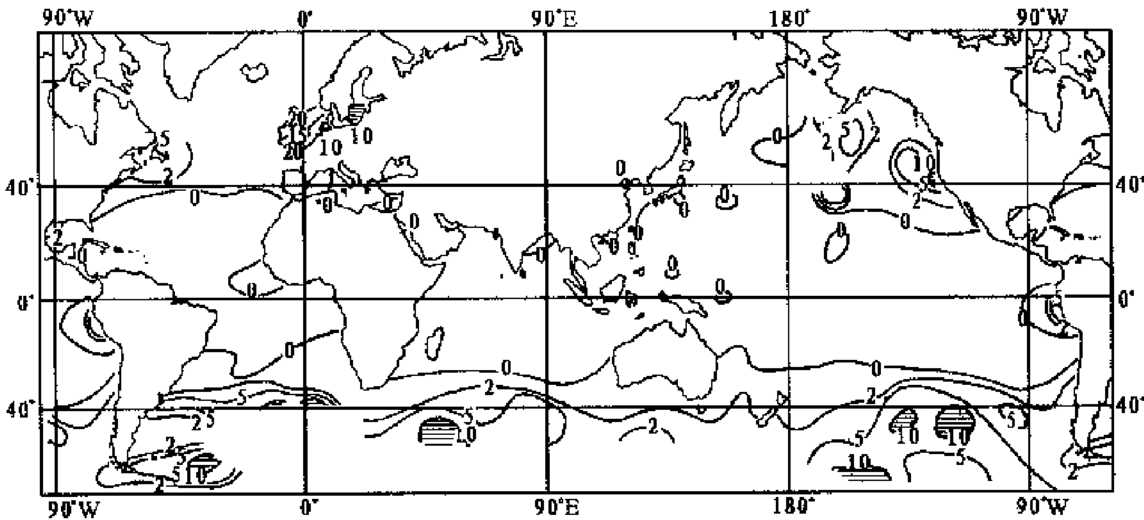


图 1-16(b)　7 月世界大洋海雾的频率(%)

现将世界海洋的主要雾区、雾季及其成因简要介绍如下：

1)日本北海道东部至阿留申群岛一带洋面

这一海域常年有雾。这里是黑潮暖流与亲潮冷流的汇合处，夏季北太平洋高压势力加强，日本以东盛行暖湿的偏南气流，于是在冷水面上频频出现广大浓而厚的雾区。夏季(6～8 月)最盛月平均雾日超过 10 天，雾区伸展极广，南始 40°N，北至 50°N，西始北海道东海岸，东至阿留申群岛，往往弥漫一片，是世界最著名的雾区之一。冬季这一区域锋面气旋活动频繁，多锋面雾，雾区范围不大，频率在 10% 以下。

2)北美圣劳伦斯湾至纽芬兰外海

这一海域常年有雾。这里是墨西哥暖流与拉布拉多冷流的交汇处，春夏季(4～8 月)雾最

繁，平均每月超过10个雾日。雾区范围很大，向东延伸，可达冰岛附近洋面，南北跨越20多个纬度，覆盖着整个北大西洋北部的欧美航线，也是世界上最著名的雾区之一。冬季这个区域锋面气旋活动频繁，多锋面雾，雾区范围不大，频率在10%以下。此外，冬季有来自高纬的强冷空气吹向海面，常出现蒸汽雾。

3）挪威、西欧沿岸与冰岛之间洋面

这一海域也常年有雾。夏季来自SW方向的暖湿空气流至高纬度冷水面上，平流雾较频。8－9月英吉利海峡雾的频率达10%，泰晤士河口附近水域雾特别多，甚至与伦敦的烟雾还有一定关系。冬季，挪威和西欧沿海的锋面雾很频繁，挪威沿岸多峡谷和港湾，秋冬多辐射雾和蒸汽雾。

这一雾区的范围和频率，虽然比不上北海道以东和纽芬兰附近海面，但是它位于北美与西欧和北欧的主要航道上，英吉利海峡和北海等航道狭窄，来往船舶众多，水流急且流向多变，再加上雾频，就更增加了船舶航行的困难，据资料统计，这段海域上发生的雾中碰撞事故在世界上堪称榜首。

4）阿根廷东部海面、塔斯马尼亚与新西兰之间海面和马达加斯加南部海面

这是南半球洋面3个重要平流雾区，它们分别位于巴西暖流、东澳暖流、厄加勒斯暖流与冷性的西风漂流的汇合处。雾区均不广，多发生于夏季。此外，在40°S以南整个中高纬度的西风漂流上，终年有雾，特别是夏季（12月至次年2月），视程良好的天数很少。

5）信风带海洋东岸

加利福尼亚沿海、秘鲁与智利沿海、北非加那利海面和南非西岸海面位于信风带海洋的东岸。流经沿岸的冷流受常年盛行的离岸风吹刮作用，下层冷水上翻，偶尔有暖湿气流经过这里的冷海面时也会形成雾。每年春夏季较多，范围和浓度都不大。

6）其他

在北冰洋和南极洲沿岸冰缘、冰间水域以及中高纬大陆东海岸附近海面，冬季多蒸汽雾。

第九节　能见度

一、能见度的概念

能见度（Visibility）是指视力正常的人，在当时天气条件下，能够从天气背景中看到和辨认出目标的最大水平距离，以公里（km）或海里（n mile）为单位表示。在海洋上，海上能见度通常以水天线作为目标物进行观测。大气透明度是影响能见度的直接因子，其次是目标物和背景的亮度以及人的视觉感应能力。

雾是影响海面能见度最主要的因子。海上能见度恶劣时，将影响船舶的安全航行。其他如沙尘暴、烟、雨、雪和低云等也能使能见度变得恶劣。例如，在索马里、埃及和几内亚等地沿岸航行常见因沙尘暴而使海面能见度变坏的情况。

二、能见度的等级

根据能见距离的大小，将能见度分为0～9共10个等级，见表1-10。能见度好等级大，能见度差等级小。但在气候资料和世界各国发布的气象报告中，能见度通常不用等级，而以能见度恶劣（Visibility Bad）、能见度不良（Visibility Poor）、能见度中等（Visibility Moderate）、能见度良好（Visibility Good）、能见度很好（Visibility Very Good）、能见度极好（Visibility Excellent）等

用语来表示。

表 1-10 能见度等级表

能见度特征	等级	能见距离		海面可能出现的天气现象
		n mile	km	
能见度极劣	0	<0.03	<0.05	浓雾
	1	0.03～0.1	0.05～0.2	浓雾或暴雪
	2	0.1～0.3	0.2～0.5	大雾或大雪
能见度不良	3	0.3～0.5	0.5～1	雾或中雪
	4	0.5～1	1～2	轻雾或暴雨
能见度中等	5	1～2	2～4	小雪、大雨、轻雾
	6	2～5	4～10	中雨、小雪
能见度良好	7	5～11	10～20	小雨、毛毛雨
能见度很好	8	11～27	20～50	无降水
能见度极好	9	>27	>50	空气澄明

第十节 海水温度、盐度和密度

海水温度、盐度和密度是三个重要的海洋水文要素，它们与航海的关系非常密切。低温海水是造成海难死亡的重要原因；海水盐度的变化直接影响船舶的吃水和某些与海水导电性能有关的器材的使用，某些盐类对船体起腐蚀作用；海水密度的变化影响海流的分布及海冰的形成。因此，这些要素对航海来说也是必须了解的知识。

一、海水温度

1. 海水温度的定义

海水温度（Sea-water Temperature）是度量海水冷热程度的物理量，其单位同气温。

2. 表层海水温度的分布

海水不断地从各个方面吸收热量（主要是太阳辐射），同时又以各种形式散发热量（主要是蒸发）。海水温度的高低主要取决于海水热量的收支情况。一年中，世界海洋热量的收入和支出，基本上是平衡的。但是，各个海区的热量收支并不平衡。在低纬度的海区，热量收入大于支出，海水温度较高；在较高纬度的海区，热量的收入小于支出，海水的温度较低。因此世界海洋表层海水的温度分布，表现为由低纬向高纬递减的规律。另外，世界海洋表层海水的温度分布状况，还受气象、沿岸地形、洋流等因素的影响。一般来说，同一海区的水温，夏季高些，冬季低些；同纬度的海区相比较，有暖流流过的海区，水温要比有寒流流过的海区的水温高些；沿岸海区水温变化幅度较外海大，冬季水温低于外海，夏季水温高于外海。

海洋中表层水温变化的幅度一般为 -2℃～30℃。在海洋深处，温度一般都很低，而且较稳定，在 -1℃～4℃之间。

在各大洋中，年平均表面水温以太平洋最高，为 19.1℃；印度洋次之，为 17.0℃；大西洋较低，为 16.9℃。三大洋平均水温为 17.4℃，比近地面年平均气温（14.4℃）高 3℃。

中国海毗邻亚洲大陆，受大陆热力性质的影响显著，加上水深较浅、江河径流、近海海流等因素的影响，使得中国海水温分布和变化比大洋复杂。图 1-17 为中国近海表层水温分布图。由图可见，中国海水温分布的特点是：冬季（2 月）南北温差较大（相差达 26℃），黄海中部有一

个明显向北凸出的高温水舌，同纬度比较，沿岸表层水温低于外海；夏季（8 月）南北温差小（仅差 4℃ ~5℃），同纬度比较，沿岸表层水温高于外海。

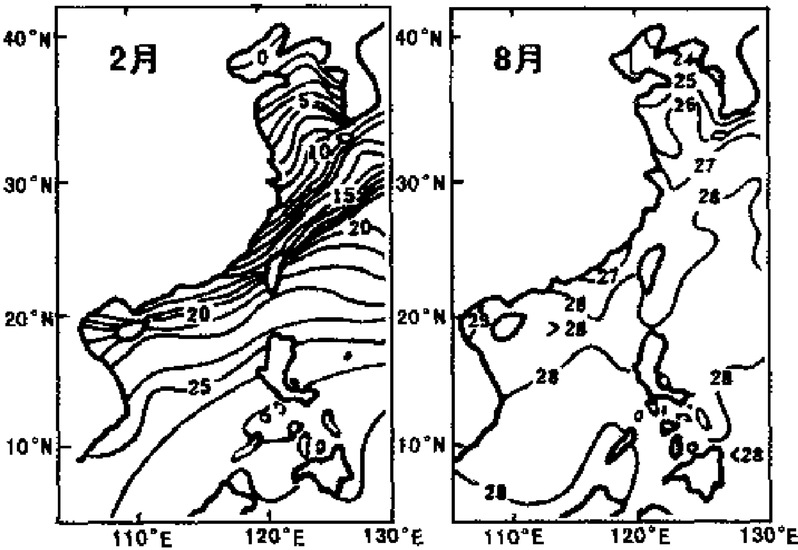


图 1-17　中国近海 2 月和 8 月平均表层水温分布

3. 海水温度的垂直分布

从总体上来说，海水温度随海水深度的增加而降低的，在 1 000 m 以下深度，水温随深度的变化很缓慢，在 3 000 m 以下，水温随深度基本不变，保持在 2℃左右。但由于海水的混合、季节变化和海流等的影响，水温不是随深度简单地递减，而有时会出现同温、水温递增以及水温剧减或剧增的跃变层。

4. 海水温度的日、年变化

1）日变化

一般来说，在天气晴朗之时，表层水温的日变化与气温的日变化趋势一致。日最高水温出现在午后 13 ~15 时，日最低水温出现在凌晨 4 ~6 时。水温极值出现的时间比气温落后 2 h 左右。但情况并非都是这样，例如天气突然变化时，气温变化往往较大，而水温却变化较小，从而使水、气温的日变化趋势难以趋于一致。

通常，沿岸浅水区水温日变化较大，海区中央及深水区的水温日变化较小；表层水温日变化较大，深层水温日变化较小；低纬海区水温日变化较大，高纬海区水温日变化较小。

2）年变化

表层水温的年变化，一般比气温年变化落后 1 ~2 个月，北半球月平均最高水温出现在 8 ~9月，最低水温出现在 2 ~3 月。在赤道、热带海区以及寒带海区年变化较小，一般只有 2℃ ~3℃，温带海区较大，为 5℃ ~10℃。

海水温度的日、年变化与气温的日、年变化比较，有以下特点：一是水温的变化幅度较气温小；二是水温的变化位相落后于气温的变化位相；三是冬季水温高于气温，夏季水温低于气温。

二、海水盐度

1. 海水盐度的定义

海水盐度（Sea-Water Salinity）的通俗定义是 1 kg 海水中所含盐分的总克数。例如，1 kg 海水中含有 35 g 盐分，记为 $S=35‰$。

由于海水成分的复杂性，不能用直接的化学方法来测定海水中的总盐量。1979 年国际海洋组织利用海水电导率随盐度的改变而改变的性质，重新定义了海水盐度，称为实用盐度，符号为 S，单位为 10^{-3}。

海水实用盐度由如下公式确定：

$$S = a_0 + a_1 k_{15}^{1/2} + a_2 k_{15} + a_3 k_{15}^{3/2} + a_4 k_{15}^{2} + a_5 k_{15}^{5/2}$$

式中：$a_0 = 0.008\,0$；$a_1 = -0.169\,2$；$a_2 = 25.385\,1$；$a_3 = 14.094\,1$；$a_4 = -7.026\,1$；$a_5 = 2.708\,1$。

k_{15}是温度为 15℃时，一个标准大气压下，海水样品的电导率与相同温度和压强下质量比为 $32.435\,6 \times 10^{-3}$氯化钾溶液的电导率比值。当 k_{15}精确地等于 1 时，海水样品的实用盐度恰好等于 35，即 $\sum a_i = 35.000\,0$。

2. 大洋中盐度的分布

影响海水盐度分布的因素有很多，主要是降水和蒸发、河川径流、洋流、融冰、结冰等。它们对盐度分布的影响见表 1-11。

表 1-11　影响盐度分布的因素

因素	盐度变化	
	盐度增高	盐度降低
降水和蒸发	蒸发量 > 降水量	降水量 > 蒸发量
河川径流	无河水、冰雪融水汇入	有河水、冰雪融水汇入
洋流	暖流流经	寒流流经
融冰、结冰	结冰	融冰

一般来说，大洋中海水盐度的高低，主要取决于蒸发量和降水量的对比关系。大洋表面盐度分布的规律是：从南北半球的副热带海区分别向两侧的高纬度和低纬度递减（如图 1-18 所示）。这是因为：副热带海区，蒸发量大于降水量，海样表面海水的盐度最大；赤道海区，降水多于蒸发，盐度较低；从副热带向两极，蒸发逐渐减少，盐度也逐渐降低。红海位于副热带，蒸发量大，降水量很少，又由于从陆地流入的淡水也少，因此盐度很高，达 41‰，是世界盐度最高的海域；波罗的海地处高纬度，蒸发量小，又由于陆地上汇入大量的淡水，因此盐度很低，不超过 0.1‰，是世界上盐度最低的海域。

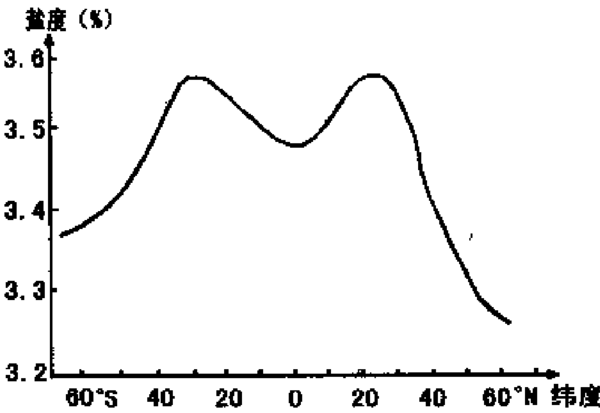


图 1-18　盐度随纬度的变化

各大洋的边缘受陆地径流的影响，盐度较低。

中国海盐度分布的特点是自北向南逐渐增大，从沿岸向外海逐渐增大，冬季比夏季大。渤海，盐度在 31‰以下，中央区较高，沿岸由于大量淡水注入，盐度较小，其值低于 26‰；黄海，北部盐度为 30‰～32‰，南部盐度为 32‰～33‰；东海，除长江口一带盐度低于 30‰以外，大部分海区盐度为 32‰～34‰；南海，盐度较高，为 32‰～34‰。

3. 海水盐度的垂直分布

海洋中盐度的垂直分布，受海流、降水、蒸发等较多因素的影响。由于主要影响因子随时间和地点而异，因此盐度的垂直分布是多变的。但在 1 000 m 的深海中，盐度无大变化，保持在 34.7‰～34.9‰之间。

三、海水密度

1. 海水密度的定义

海水密度(Sea-Water Density)是指单位体积海水的质量，单位为 g/cm^3。

由于海水中含有大量盐分，其密度要比纯水大一些。例如，在一个大气压下，温度是 4℃时，纯水的密度是 1.00 g/cm^3，而海水的密度是 1.00～1.01 g/cm^3。

由于海水密度都大于 1，且密度数值的前两位数字对海洋各处海水密度都相同，因而为简便起见，常把密度减 1，再将小数点向后移动 3 位，这样所得的密度称为条件密度。如海水密度为 1.025 26 g/cm^3，则其条件密度为 25.26。

2. 大洋海水密度的分布

海水密度是随温度、盐度和压强的改变而改变的。通常是温度低、盐度高、压力大，密度就大。对于固定深度来讲，海水密度只是温度和盐度的函数。在赤道地区，由于温度高、降水大于蒸发，盐度低，因而海水的密度小，约 1.023 0。由赤道向两极，密度逐渐增大。在南极海区，密度很大，可达 1.027 0 以上。密度受海流影响很大，有海流存在的地方，密度的水平梯度就大。

中国近海表层海水密度的分布和变化主要取决于温度和盐度。在中国海近岸地区，特别是河口地区，海水的盐度变化大，因而那里海水密度主要由盐度决定；在离河口较远的海区，海水密度主要由温度决定。表层海水密度总的分布特点是：冬季密度最大，夏季最小，春季为降密期，而秋季为增密期。由于密度是温度和盐度综合作用的结果，因此其分布不如温度、盐度那样规则，但总的趋势是沿岸密度小，海区中央密度大，河口地区密度最小。

3. 海水密度的垂直分布

海水密度在垂直方向上的分布比较稳定，通常密度随深度递增而增大。在海洋上层，密度垂直梯度大；约从 15 000 m 开始，密度垂直梯度变小；在深层，密度几乎不随深度而变化。

第十一节　船舶海洋水文气象要素观测与编报

一、概述

1. 意义

船舶海洋水文气象辅助测报（简称船舶测报）是组织海上部分运输船舶、渔船及从事其他海上活动的船舶进行海洋水文气象观测和发报。船舶测报是全球天气监视网的重要组成部分，是认识研究掌握海洋环境变化规律和为海洋天气预报提供实时资料的手段。此外，根据 1976 年国际海上人命安全公约中关于"危险通报"的有关规定，也要求船舶能够掌握正确观测海上危险天气及海况和及时进行国际通报的方法。开展船舶海洋水文气象辅助测报工作，对提高海洋环境预报的准确率，保障船舶航行和海上作业安全，海洋资源的开发利用具有极其重要的意义。

2. 基本要求

1)船舶测报所获得的资料应能反映出测报船舶所在海域的水文气象基本状况。

2)船舶测报包括海上水文气象要素的观测编报和以后的资料处理。

3)测报船舶的测报项目及其测量的准确度等一经确定后不得随意变动。

3. 观测项目、时次、程序

1)观测项目

气象项目:海面有效能见度、云、天气现象、风、气压、空气温度和湿度等。

水文项目:海浪、表层海水温度、表层海水盐度、海发光和铅直海水温度等。

2)观测时次

观测时间一律使用世界时。

每天按00、06、12、18时四次观测,但表层海水盐度每天06时采样一次,海发光每天在天黑后进行观测,铅直海水温度每天00时、12时进行观测。

如遇海上天气、海况恶劣的情况,其风、气压、海浪等项目加密到每小时观测一次。

3)观测程序

测船离港后,按本规范进行测报。

观测程序一般由测船自行安排,每次观测应从正点前30 min开始至正点结束。但气象项目观测应安排在正点前15 min内进行,其中气压要素应在接近正点时观测。

遇有船只避让等特殊情况不能准时观测时,可在正点后30 min内补测完毕,并在记录表中有关栏内注明。因故无法补测时,应注明原因。

观测要素记录格式见表1-12。

4. 观测资料的实时传送和非实时资料的报送

1)观测资料的实时传送

每次观测记录工作完毕,应立即按《船舶海洋水文气象辅助测报规范》的规定进行编码后发报;观测资料的实时传送由船上报务人员负责并按时次实施;测船应将观测报文发给指定的海岸电台或接收岸站;远洋测船的船东主管部门另有要求。

2)非实时资料的报送

测船测报后的每一次观测记录及采集的水样均应妥善保管,到达国内港口后应主动报送或通知就近的船舶测报管理部门收取。

5. 一般规定

测报人员每日定时校对观测钟表,观测钟表一般在24 h内误差不大于1 min。观测使用的仪器设备必须是经国家批准生产的或经国家有关机构鉴定确认质量合格的产品,且在仪器检定的有效期内。严禁使用超检仪器进行观测。超检仪器由船舶测报管理部门送指定单位检定。观测前巡视检查仪器设备,定期对仪器设备进行维护保养,发生故障应及时排除或更换,并在记录表备注栏内注明。当仪器有故障时,应用备用仪器观测或目测。测报管理部门要建立测船测报工作情况的技术档案,并及时按规定认真填写。各测报管理部门对收集的资料按规定进行处理并按时上报。

表 1-12　船舶海洋水文气象辅助测报记录表

船名：　　　　年　月　日　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　第　　航次

			00Z　(08)		06Z　(14)		12Z　(20)		18Z　(02)	
世界时　GG　(北京时)										
航　线			由　到		由　到		由　到		由　到	
船位	纬　度(LaLaLa)									
	经　度(LoLoLoLo)									
	航　向(DsDsDs)									
	航　速(VsVs)									
	观测前 3 h 内主导航向 Ds									
	观测前 3 h 内平均航速 Vs		kn		kn		kn		kn	
云	总云量 N/低云量 N_h		/		/		/		/	
	云状　高云 C_H	电码								
	云状　中云 C_M	电码								
	云状　低云 C_L	电码								
	最低云高 h	电码	m		m		m		m	
能见度 VV		电码	km		km		km		km	
现在天气现象 ww										
过去天气现象 W_1W_2										
风浪波高 H_wH_w		电码	m		m		m		m	
涌浪来向 $d_{w1}d_{w1}$		电码								
涌浪波高 $H_{w1}H_{w1}$		电码	m		m		m		m	
风	合成风向									
	合成风速		m/s		m/s		m/s		m/s	
	真风向 dd									
	真风速 ff		m/s		m/s		m/s		m/s	
干球温度	读　数	器差								
	订正后 TTT									
湿球温度	读　数	器差								
	订正后 $T_eT_eT_e$									
相对湿度	读　数	器差								
	订正后									
气压	读　数									
	综合订正									
	海平面气压 PPPP		hPa		hPa		hPa		hPa	
表层水温	读　数	器差								
	订正后 $T_wT_wT_w$									
采水瓶号		盐度								
海　发　光										
观　测　员										
记　要　栏										
年　月　日										

BBXX	BBXX	BBXX	BBXX	BBXX	4PPPP	4	4	4	4
DDDD					$7wwW_1W_2$	7	7	7	7
$YYGGi_w$					$8N_hC_LC_HC_H$	8	8	8	8
$99L_aL_aL_a$	99	99	99	99	222DsVs	222	222	222	222
$QL_0L_0L_0L_0$					$0S_nT_wT_wT_w$	0	0	0	0
$4i_xhVV$	4	4	4	4	$2//H_wH_w$	2//	2//	2//	2//
Nddff					$3d_{w1}d_{w1}//$	3//	3//	3//	3//
$1S_nTTT$	1	1	1	1	$4//H_{w1}H_{w1}$	4//	4//	4//	4//

二、气压的观测

气象台测量气压的标准仪器是水银气压表。由于条件限制，船上观测气压通常使用空盒

气压表或器测传感器，国产空盒气压表的表面如图1-19所示。

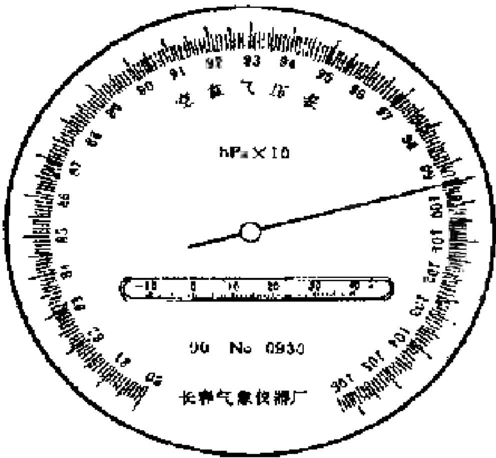


图1-19 国产空盒气压表的表面

气压器测传感器和空盒气压表应水平安置并固定在温度少变、没有热源、不直接通风处，应有减振装置，并避免太阳光的直接照射。船舶多将空盒气压表放置在驾驶室的海图桌上。使用器测传感器观测时，按照其仪器使用说明进行。使用空盒气压表观测时，应先读附温，精确到0.1℃，然后用手轻敲一下气压表玻璃面，待指针静止时，读指针指示的气压值，读数时视线要通过指针并与刻度面垂直，将读数(单位为hPa)记在气压读数栏内，记录到小数1位。

气压的观测要求观测海平面气压。因此，气压表(计)的读数必须经过刻度订正、温度订正、补充订正和高度订正(此四项订正的代数和为综合订正值)才能得到海平面气压。刻度订正、补充订正由检定证给出；温度订正由附温读数乘以由检定证给出的温度系数面得，或根据《船舶海洋水文气象辅助测报规范》，可取平均基值25℃乘以由检定证给出的温度系数面得；高度订正可取船舶平均吃水线至船上气压表(计)安置的高度乘以0.13而得。通常将经过前三项订正后的气压称为现场气压或本站气压。海平面气压记录到小数1位，记在相应栏内。

例：用4108号空盒气压表读得附温为20.8℃，气压读数为1 002.5 hPa，气压表离船舶平均吃水线高度为20 m，求海平面气压。

(1)刻度订正：从检定证上查得为+0.1 hPa

(2)温度订正：$-0.01 \times 20.8 = -0.2$ hPa

(3)补充订正：从检定证查得为+0.3 hPa

(4)高度订正：$20 \times 0.13 = 2.6$ hPa

综合订正值 $= (+0.1) + (-0.2) + (+0.3) + (+2.6) = +2.8$ hPa

海平面气压 $= 1\,002.5 + 2.8 = 1\,005.3$ hPa

附：4108号空盒检定证

中华人民共和国气象仪器检定证

仪器名称：空盒气压表

仪器号码：4108 1988年3月15日签发

(1)刻度订正：　　(检定时温度15.0℃)单位：hPa

气压	订正值	气压	订正值	气压	订正值
1 070		970	+0.1	870	-0.4
1 060	-0.2	960	0.0	860	-0.4
1 050	-0.1	950	-0.2	850	-0.2
1 040	-0.1	940	-0.2	840	0.0
1 030	0.0	930	-0.3	830	+0.1
1 020	0.0	920	-0.3	820	+0.2
1 010	0.0	910	-0.4	810	+0.2
1 000	+0.1	900	-0.5	800	+0.3
990	+0.2	890	-0.5		
980	+0.2	880	-0.5		

(2)温度订正 -0.1 hPa/℃(测定时气压 995 hPa)。

(3)补充订正 +0.3 hPa。

三、空气温度和湿度的观测

干湿球温度表是用于测定空气温度和湿度的仪器。它由放在同一环境中(百叶箱)的两支构造完全相同的温度表组成(如图 1-20 所示),其中一支用来测定空气温度,称为干球温度表,另一支球部缠上润湿的纱布,称为湿球温度表。气温由干球温度表测定,湿度是根据热力学原理由干球温度表和湿球温度表的温度差值计算得出。另外,空气温度和湿度也可由温、湿度器测传感器测得。干湿球温度表的测湿原理如下:当空气中水汽含量未达到饱和时,湿球表面的水分不断蒸发,消耗湿球的热量而降温,同时又从流经湿球的空气中吸取热量。当湿球因蒸发而消耗的热量和从周围空气中获得的热量相平衡时,湿球温度就不再继续下降,这样就维持了相对稳定的干、湿温度差。干、湿球温度差值的大小,主要与当时的空气湿度大小有关。空气越干燥,湿球表面的水分蒸发越快,湿球温度降低得越多,干、湿球温度差就越大;反之,空气越潮湿,湿球水分蒸发越慢,湿球温度降低得少,干、湿球温度差就小。因此,我们可以根据干、湿球温度值,从理论上推算出当时的空气湿度来。在业务工作中,可直接用干湿球温度差($t-t'$)查湿度查算表(见表 1-13)求算空气湿度。

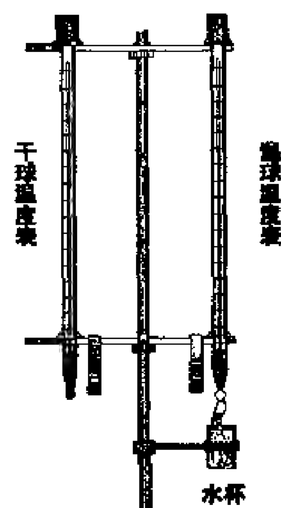


图 1-20　干湿球温度表

干湿球温度表、温、湿度器测传感器应安装在百叶箱内,干球在左,湿球在右,球部距甲板 1.5 m 高。湿球温度表球部包扎一条纱布,纱布的下部浸到一个带盖的水杯内。杯口距湿球球部约 3 cm,杯中盛蒸馏水,供湿润纱布用。百叶箱应水平地固定在空气流通、远离热源的驾驶台顶上,箱门方向不得与船头相同。

干球、湿球温度以摄氏度(℃)为单位,干球、湿球温度准确度为 ±0.2℃。相对湿度以百分率(%)表示。当相对湿度小于或等于 50% 时,准确度为 ±5%;当相对湿度大于 50% 时,准确度为 ±2%。

观测干球、湿球温度表时,应使视线与温度表水银柱顶端保持同一高度,读数应迅速准确,先读小数,后读整数。当湿球纱布冻结时,停止湿球温度的观测。使用器测传感器观测应按照其仪器使用说明,观测干球温度、湿球温度和相对湿度。

四、风的观测与真风的计算

1. 风的观测与记录

风的观测包括风向和风速。世界气象组织规定,在有阵风的海面观测记录风时,要采用 10 min 的平均风速及相应的最多风向。我国因测风设备条件所限,现仍沿用 2 min 的平均风速或 1 min 的平均风速及相应的最多风向。

船上测风通常利用三杯轻便风向风速表或船舶气象仪。各测风仪器的使用说明详见《航海气象与海洋学实习指导书》。

观测时应记下船舶当时的航向和航速,航向记度(°),航速以海里/时(n mile/h)为单位。按照各测风仪器的使用说明,对在航时测得的风向、风速进行记录。风速以米/秒(m/s)为单位,记到小数一位。风向以度(°)为单位,记整数,正北记为 0°,顺时针计量。静风时,风速记

0.0,风向记 C。

表 1-13(a)　湿度查算表

t	t－t′																					
	0		1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
	e	f	e	f	e	f	e	f	e	f	e	f	e	e	e	f	e	f	e	f	e	f
-10	2.6	92	1.6	56	0.6	21																
-9	2.9	93	1.8	59	0.8	26																
-8	3.1	93	2.1	62	1.0	31					湿球已结冰											
-7	3.4	94	2.3	65	1.3	35	0.2	7														
-6	3.7	95	2.6	67	1.5	39	0.5	12														
-5	4.0	96	2.9	69	1.8	43	0.7	18														
-4	4.4	97	3.2	71	2.1	46	1.0	22														
-3	4.8	97	3.6	73	2.4	50	1.3	27	0.2	4												
-2	5.2	98	4.0	76	2.8	53	1.6	31	0.5	10												
-1	5.6	99	4.4	77	3.2	56	2.0	35	0.8	15												
0	6.1	100	4.9	80	3.7	60	2.5	41	1.4	22	0.2	4										
1	6.6	100	5.3	81	4.1	62	2.9	44	1.7	28	0.6	9										
2	7.0	100	5.8	82	4.5	64	3.3	47	2.1	30	0.9	13										
3	7.6	100	6.3	83	5.0	66	3.7	49	2.5	33	1.3	17										
4	8.1	100	6.8	84	5.5	67	4.2	51	2.9	36	1.7	21	0.5	6								
5	8.7	100	7.3	84	6.0	68	4.7	54	3.4	39	2.1	25	0.9	10								
6	9.4	100	7.9	85	6.5	70	5.2	56	3.9	41	2.6	28	1.3	14								
7	10.0	100	8.6	85	7.1	71	5.8	57	4.4	44	3.1	33	1.8	18	0.6	5						
8	10.7	100	9.2	86	7.8	72	6.3	59	4.9	46	3.6	34	2.3	21	1.0	9						
9	11.5	100	9.9	87	8.4	73	7.0	61	5.5	48	4.2	36	2.8	24	1.5	13						
10	12.3	100	10.7	87	9.1	74	7.6	62	6.2	50	4.8	39	3.4	27	2.0	16	0.7	8				
11	13.1	100	11.5	88	9.9	75	8.3	64	6.8	52	5.4	41	4.0	30	2.6	20	1.2	9				
12	14.0	100	12.3	88	10.7	76	9.1	65	7.5	54	6.0	43	4.6	33	3.2	23	1.8	13	0.4	3		
13	15.0	100	13.2	88	11.5	77	9.9	66	8.3	55	6.8	45	5.2	35	3.8	25	2.4	16	1.0	7		
14	16.0	100	14.2	89	12.4	78	10.8	67	9.1	57	7.5	47	6.0	37	4.5	28	3.0	19	1.5	10		
15	17.1	100	15.2	89	13.4	78	11.6	68	10.0	58	8.3	49	6.7	39	5.2	30	3.7	21	2.2	13	0.8	5
16	18.2	100	16.3	89	14.4	79	12.6	69	10.8	60	9.2	50	7.5	41	5.9	33	4.4	24	2.9	16	1.4	8
17	19.4	100	17.4	90	15.5	80	13.6	70	11.8	61	10.1	52	8.4	43	6.7	35	5.1	26	3.6	18	2.1	11
18	20.6	100	18.6	90	16.6	80	14.7	71	12.8	62	11.0	53	9.3	45	7.6	37	5.9	29	4.3	21	2.8	13
19	22.0	100	19.9	90	17.8	81	15.8	72	13.9	63	12.0	55	10.2	46	8.5	39	6.8	31	5.1	23	3.5	16
20	23.4	100	21.2	91	19.1	81	17.0	73	15.0	64	13.1	56	11.2	48	9.4	40	7.7	33	6.0	26	4.3	19
21	24.9	100	22.6	91	20.4	82	18.3	73	16.2	65	14.2	57	12.3	50	10.4	42	8.6	35	6.9	28	5.2	21
22	26.5	100	24.1	91	21.8	82	19.6	74	17.5	66	15.4	58	13.4	51	11.5	43	9.6	36	7.8	30	6.1	23
23	28.0	100	25.7	91	23.3	83	21.0	75	18.8	67	16.7	59	14.6	52	12.6	45	10.7	38	8.8	31	7.0	25
24	29.9	100	27.3	91	24.9	83	22.5	75	20.2	68	18.0	60	15.9	53	13.8	46	11.8	40	9.9	33	8.0	27
25	31.7	100	29.1	92	26.5	84	24.1	76	21.7	68	19.4	61	17.2	54	15.1	48	13.0	41	11.0	35	9.1	29
26	33.6	100	30.9	92	28.3	84	25.7	76	23.3	69	20.9	62	18.6	55	16.4	49	14.3	42	12.2	36	10.2	30
27	35.7	100	32.8	92	30.1	84	27.5	77	24.9	70	22.5	63	20.1	56	17.8	50	15.6	44	13.5	38	11.4	32
28	37.8	100	34.9	92	32.1	84	29.3	77	26.7	71	24.1	64	21.7	57	19.3	51	17.0	45	14.8	39	12.7	34
29	40.1	100	37.1	92	34.1	85	31.3	77	28.5	71	25.9	65	23.3	58	20.9	52	18.5	46	16.2	40	14.0	35
30	42.5	100	39.3	93	36.3	85	33.3	78	30.5	72	27.7	65	25.1	59	22.6	53	20.1	47	17.7	42	15.4	36
31	44.9	100	41.7	93	38.5	86	35.5	79	32.5	72	29.7	66	26.9	60	24.3	54	21.8	48	19.3	43	16.9	38
32	47.6	100	44.2	93	14.1	86	37.7	79	34.7	73	31.7	67	28.9	61	26.1	55	23.5	49	21.0	44	18.5	39
33	50.4	100	46.9	93	43.6	87	40.4	80	36.9	73	33.9	67	30.9	61	28.1	56	25.3	50	22.7	45	20.2	40
34	53.3	100	49.7	93	46.2	87	42.9	81	39.8	75	36.1	68	33.1	62	30.1	57	27.3	51	24.5	46	21.9	41
35	56.3	100	52.5	93	48.9	87	45.4	81	42.2	75	38.5	68	35.3	63	32.3	57	29.3	52	26.5	47	23.8	42
36	59.5	100											37.7	63	34.5	58	31.5	53	28.5	48	25.7	43
37	62.8	100													36.9	59	33.7	54	30.7	49	27.7	44

注：表中 t—干球温度（℃）；t'—湿球温度（℃）；e—水汽压；f—相对湿度（%）。

表 1-13(b)　湿度查算表

水汽压 e (hPa)	露点 t_d (℃)	水汽压 e (hPa)	露点 t_d (℃)	水汽压 e (hPa)	露点 t_d (℃)	水汽压 e (hPa)	露点 t_d (℃)
1.4	-19	3.5~3.7	-7	7.9~8.4	4	17.7~18.7	16
1.5	-18	3.8~4.0	-6	8.5~9.0	5	18.8~20.0	17
1.6	-17	4.1~4.3	-5	9.1~9.6	6	20.1~21.3	18
1.7~1.8	-16	4.4~4.7	-4	9.7~10.3	7	21.4~22.6	19
1.9	-15	4.8~5.0	-3	10.4~11.1	8	22.7~24.1	20
2.0~2.1	-14	5.1~5.4	-2	11.2~11.8	9	24.2~25.6	21
2.2~2.3	-13	5.5~5.8	-1	11.9~12.7	10	25.7~27.2	22
2.4~2.5	-12	5.9~6.1	0	12.8~13.5	11	27.3~28.9	23
2.6~2.7	-11	6.2~6.3	0	13.6~14.5	12	29.0~30.7	24
2.8~2.9	-10	6.4~6.7	1	14.6~15.4	13	30.8~32.6	25
3.0~3.2	-9	6.8~7.3	2	15.5~16.5	14	32.7~34.6	26
3.3~3.4	-8	7.4~7.8	3	16.6~17.6	15	34.7~36.7	27

船在航行时所测得的风向和风速为合成风向、合成风速，还要根据矢量合成的原理，将合成风向、合成风速换算成真风向、真风速，记录在相应栏内。

当船舶气象仪失灵或无法用仪器观测时，可根据海面状况用目力测风，测定的风向、风速分别记录在真风向和真风速栏内。目测真风向和真风速的方法如下：在开阔的海面上，风浪的来向与风向基本一致，可用罗经测定风浪的来向作为真风向；参照表 1-4 估计风力的等级，以该风级中的中数值记录在真风速栏内。

2. 真风的计算

真风的计算可以用图解法，也可借助真风计风盘。它们的原理是一样的，采用的都是矢量的合成和分解原理。

1）图解法

船舶在航行时，会产生一种风向与船舶运动方向相反、风速与船速相等的风，称为船（航行）风。在船上测得的风不是真风，而是真风和船风二者的合成风，又称为视风，即：

$$\vec{V}_A = \vec{V}_T + \vec{V}_S$$

于是有：

$$\vec{V}_T = \vec{V}_A - \vec{V}_S$$

其中：$\vec{V}_A$为视风；$\vec{V}_T$为真风；$\vec{V}_S$为船风。

根据矢量的合成和分解原理，在方格纸上或在海图的罗经花处作图。如图 1-21 所示，以方格纸中的一个交点或罗经花的中心为船位点 S，从 S 点向与航向相反的方向画船风矢量$\vec{SA}$，$\vec{SA}$的长度表示船速，再从 S 作视风矢量$\vec{SB}$，其长度表示视风速，连接 AB，箭头由 A 指向 B，$\vec{AB}$即为真风矢量，$\vec{AB}$的方向即为真风的去向，$\vec{AB}$的长度即为真风速。

例：某船航向 NW，航速 20 kn，测得视风向正北，风速为 14 m/s，求真风。

解：如图 1-22 所示，任取一线段 a 作为速度 1 m/s 的单位长度。取一点 S 为船位点，由 S 画船风矢量$\vec{SA}$，$\vec{SA}$方向与航向相反，$\vec{SA}$长度由船速决定，船速 20 kn = 10 m/s，故取$|\vec{SA}| = 10\ a$；

再由 S 画视风矢量$\vec{SB}$，视风向为 0°，则视风去向为 0° + 180° = 180°，即由 S 向 180°的方向画出视风矢量$\vec{SB}$，其长度为 $14a$；连接 AB，箭头由 A 指向 B，$\vec{AB}$即为真风矢量。用量角器量得真风向为 45°，量得 AB 长为 $10a$，故真风速是 10 m/s。

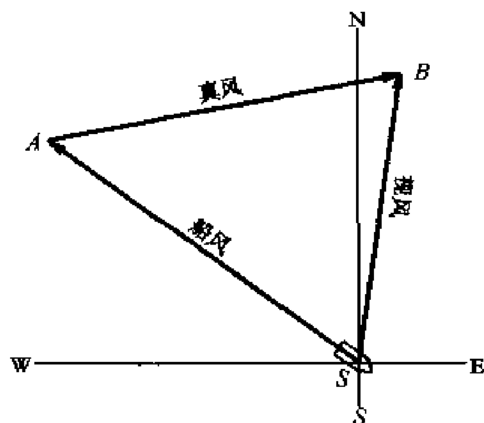


图 1-21　图解法求真风示意图

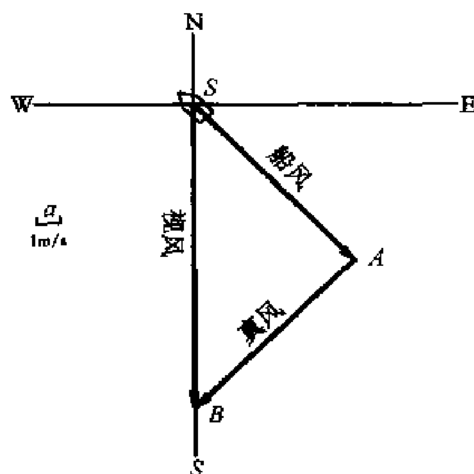


图 1-22　图解法求真风实例

此外，真风的大小也可以通过计算得到。在一个三角形中，已知相邻的两条边（用 a、b 表示）的长度和它们的夹角 θ，求另一条边（用 c 表示）的长度，可以用下式求得：

$$c = \sqrt{a^2 + b^2 - 2ab\cos\theta} \tag{1-16}$$

在式(1-16)中，a、b 分别用视风风速、船风风速代入，θ 用视风和船风的夹角（$\theta = |$视风风向 − 船风风向$|$）代入，则可计算出真风的大小。

2）真风计风盘法

真风盘（如图 1-23 所示）是由上下两个圆盘重叠在一起组成的。上盘是一个标有 360°刻度的透明圆盘，圆盘可绕中心轴转动；下盘是一块画有方格坐标的固定圆盘，固定圆盘下方有指示标。真风盘使用简便，只要按照一定的方法在透明圆盘上点出船速点和视风速点，再转动一下圆盘即可求出真风。

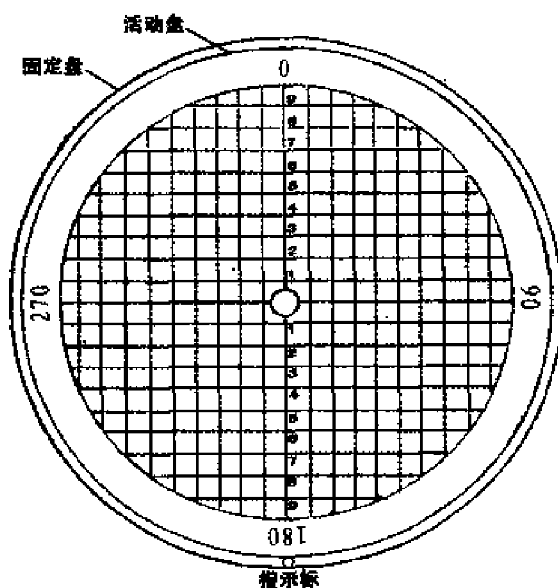


图 1-23　真风计风盘

下面我们还是以上面这个例题为例，介绍真风盘的使用方法。

利用真风盘计算步骤如下：

（1）将圆盘上的航向刻度数 315°对准指示标，由圆盘中心起向下量取 5 个单位长度（代表 10 m/s，即圆盘上一个单位长度代表 2 m/s），画出一个船速点 A。

（2）转动圆盘将圆盘上的视风向 0°刻度数对准指示标，由圆盘中心向下量取 7 个单位长度（代表 14 m/s），画出一个视风速点 B。

（3）再转动圆盘，使 A 点在上，B 点在下，且 A、B 处于同一条纵坐标线上。这时指示标所

指示的圆盘上的刻度数45°，即为真风向；AB 长为5个单位长度，即真风速为2 m/s ×5 = 10 m/s。

五、云的观测

云的观测主要是判定云状、估计云量和目测最低云的云底高度。云的观测应尽量选择在能看到全部天空和海天线的位置上进行。观测云时，如阳光较强，需戴黑色（或暗色）眼镜，夜间观测时应避开较强灯光进行。

云量观测分总云量和低云量，单位分成（1/10），准确度为±1成。云高测定为最低云的云底高，云状观测分三族十属。

1. 云状的观测和记录方法

云状观测分三族十属。观测时，应注意当时云的外形特征、结构、色泽及高度和各种常见的天气现象，根据不同地理纬度、不同季节，结合云的发展演变过程、云状特征，参照云图（见附录3）等综合判断。

云状按国际简写字母，分高、中、低三族记入记录表相应栏内。同族云出现多属时，云量多的云状记在前，云量相同时，记录的先后次序自定。无云时（包括某一族）相应云状栏空白。无法判断云状时，相应栏记“—”。

2. 云量的观测和记录方法

云量的观测包括总云量和低云量的观测。云量是指云遮蔽天空视野的成数，总云量是指天空被所有的云遮蔽的总成数，低云量是指天空被低云（Cu、Cb、Sc、St、Ns）所遮蔽的成数。云量单位分成（1/10），准确度为1成。

1）总云量

将全部天空分成十等分，全天无云记0；天空完全为云所遮蔽时，记10。天空为云所蔽，但只要从云隙中可见青天，则记10⁻；占全天1/10，总云量记1；云占全天2/10，总云量记2；其余以此类推。天空有少许云，其量不足0.5/10时，总云量也记0。总云量记入记录表相应栏内。

2）低云量

低云量的观测方法同总云量观测方法，稍有不同的是低云布满全天，但有云隙能见到青天或上层云时，低云量记10⁻。低云量记入记录表相应栏内。

3. 最低云底高度的观测和记录方法

最低云底高度是指海面至最低云云底之间的垂直距离。其单位为m，取整数。当云高在100 m及以下时准确度为m，当云高在100 m以上时，准确度为云高的10%。观测时，参照表1-14，并结合当时的季节、天气条件及不同地理纬度进行目测。最低云底高度记入记录表相应栏内。

4. 几种特殊情况的云量、云状的观测和记录

因雾使天空的云量、云状无法辨明时，总、低云量记10，低云状栏内记“≡”；因雾使天空的云量、云状不能完全辨明时，总、低云量记10，低云状栏内记≡”；可见的云状记相应栏内。

因霾使天空的云量、云状全部或部分不明时，总、低云量记“—”，低云状栏记“∞”，相应栏记录可辨明部分的云状；若透过这些现象能完全辨明云量、云状时，则按正常情况做记录。夜间无月光时，若不能判断云状，则估计天空被遮蔽而看不到星光的那一部分作为总云量。云状和低云量栏记“—”。

表 1-14　三族十属云云底高度参照表

云族	云属	常见云底高度范围(m)
低云	积云 Cu	600 ~ 2 000
	积雨云 Cb	600 ~ 2 000
	层积云 Sc	600 ~ 2 500
	层云 St	50 ~ 800
	雨层云(含碎雨云)Ns(Fn)	600 ~ 2 000
中云	高层云 As	2 500 ~ 4 500
	高积云 Ac	2 500 ~ 4 500
高云	卷云 Ci	4 500 ~ 10 000
	卷层云 Cs	4 500 ~ 8 000
	卷积云 Cc	4 500 ~ 8 000

六、天气现象的观测

天气现象是指在大气中,海面上及船体(或其他建筑物)上产生的或出现的降水、水汽凝结物(除云外)、冻结物、干质悬浮物和光、电的现象,也包括一些风的特征。

船舶观测的天气现象种类及符号见表 1-15。表 1-15 所列的十四种海上常见天气现象的主要特征如下:

霾——大量极细微的干尘粒等均匀地浮游在空中,使海面能见度小于 5 n mile 的空气普遍混浊现象。霾使远处光亮物体微带黄、红色,而使黑暗物体微带蓝色。

轻雾——微小水滴或已吸湿的吸湿性质粒所构成的灰白色的稀薄雾幕,使水平能见度在 1 ~ 10 km 以内。

雷暴——积雨云中、云间或云地之间产生的剧烈放电现象。表现为闪电兼有雷声,有时只闻雷声而不见闪电。

龙卷——一种小范围的强烈旋风,从外观看,是从积雨云底盘旋下垂的一个漏斗状云体。

雾——悬浮在空中的大量微小水滴(或冰晶),使水平能见度小于 1 km 的现象。

毛毛雨——稠密、细小而十分均匀的液态降水,下降情况不容易分辨,看上去似乎随空气的微弱运动飘浮于空中,徐徐下落。迎面有潮湿感,落在水面无波纹,落在甲板上只是均匀地湿润甲板而无湿斑。

雨——强度变化缓慢的滴状液体降水,下降时清楚可辨,落在水面上会激起波纹和水花,落在甲板上可留下湿斑。

雪——白色不透明的六分支的星状、六角形片状或柱状结晶的固体降水。降水强度变化缓慢,温度较高时多成团降落。

雨夹雪——半融化的雪或雨和雪同时下降。

阵雨、阵雪、阵性雨夹雪——开始和停止都较突然、强度变化大的降水。

冰雹——坚硬的球状、锥状或形状不规则的固态降水,雹核一般不透明,外面包有透明的冰层,或有透明的冰层与不透明的冰层相间组成。大小差异很大,大的直径可达数十毫米,常伴随雷暴出现。

雷雨——雷暴和降水同时出现。

表 1-15 天气现象种类及对应符号表

天气现象	符号	天气现象	符号	天气现象	符号
霾	∞	毛毛雨	,	阵雪	$\overset{*}{\triangledown}$
轻雾	=	雨	•	阵性雨夹雪	$\overset{\bullet}{\underset{*}{\triangledown}}$
雷暴	ꓘ	雨夹雪	$\overset{\bullet}{*}$	冰雹	▲
龙卷	)(	雪	*	雷雨	ꓘ̇
雾	≡	阵雨	$\overset{\bullet}{\triangledown}$	没有以上天气现象	空白

天气现象的观测包括现在天气现象和过去天气现象。现在天气现象是指在定时观测时所观测到的天气现象。过去天气现象是指在定时观测之间 6 h 内所观测到的天气现象（如 06 时观测，过去天气现象指 00～06 时之间 6 h 所出现的天气现象）。它们分别记录在现在天气现象栏和过去天气现象栏内。

七、海面有效能见度的观测

海面有效能见度是指视力正常的人在当时条件下能见到的海面 1/2 以上视野范围内的最大水平距离。所谓"能见"，在白天指目力能辨认出目标物的形体和轮廓，在夜间能清楚地看到目标灯的发光点；"不能见"是指看不清目标物的轮廓，分不清其形体，或所见目标灯的发光点模糊，灯光散乱。海面有效能见度以千米（km）为单位，准确度为 ±20%。

观测时应选择在船上较高、视野开阔的地方（夜间应站在不受灯光影响处）。白天观测应根据水天交界线的清晰度判定海面有效能见度（见表 1-16）。当水天交界线完全看不清楚时，则按经验判定。

表 1-16 海面有效能见度参照表

水天交界线清晰程度	海面有效能见距离（km）	
	眼高出海面≤7m	眼高出海面＞7m
十分清楚	＞50.0	
清楚	20.1～50.0	＞50.0
勉强可以看清	10.0～20.0	20.1～50.0
隐约可辨	4.0～10.0	10.0～20.0
完全看不清	＜4.0	＜10.0

夜间观测时，应先在黑暗处停留至少 5 min，待眼睛适应后进行观测，或可根据月光、天黑以前能见度的变化趋势以及当时天气现象和气象要素的变化情况，结合实践经验进行估计。海面有效能见度记录取一位小数，能见距离不足 0.1 km 时记 0.0。当夜间无星光无月光无法进行观测时，相应栏记"—"。

八、表层海水温度的观测

表层海水温度是指海水表面到 0.5 m 深处之间的海水温度，单位为摄氏度（℃），准确度为 ±0.5℃。

用表层水温表观测时应在避开船舶排水孔处采水，先将帆布桶放入海水中感温 1 min 后采水提上，把水温表放入桶中感温 2 min 后读数。读数时，水温表贮水杯不能离开采水桶水面，并将水温表倾斜，使眼睛与水温表水银柱头保持在同一水平面上，先读小数后读整数。夜间观测时，应将水温表置于眼睛与光源之间进行读数，尽量不将水温表提出帆布桶，如不能在桶内读数，应保留水杯中的海水。观测完毕应用淡水冲洗观测用表及帆布桶。

因大风浪或冰冻等因素影响观测时，可不观测。用其他水温测量仪器观测时，按其具体仪器使用方法进行。

九、海浪的观测

海浪是船舶海洋水文气象观测的重要项目之一，观测点应选择在视野开阔处。规定观测的项目为波高、涌浪向。波高的单位为米(m)，准确度为 ±15%；涌浪向单位为度(°)，准确度为 ±10%。

观测波高时首先根据浪的特征，分出风浪和涌浪，而后各挑选远处五个大波，分别取其平均值作为各自的波浪高度。

观测涌浪向时用罗经上的方位仪，使其瞄准线平行于离船较远、波高较大的涌浪波峰连线，然后转动 90°，使其对着涌浪来向，则指针读数即为涌浪来向。

十、表层海水盐度的观测

表层海水盐度指海水表面到 0.5 m 深处之间的海水实用盐度。表层海水盐度单位为无量纲，准确度规定为 ±0.05。

海水样品的采集与保存：

(1) 每天 06 时测水温时采水样一瓶。

(2) 应采用密封性能好的样品瓶，用帆布桶采水，每次采集量至少 250 ml。

(3) 装样品时，倒净瓶中剩余海水，用现采海水冲洗样品瓶及瓶塞两遍，然后灌取海水样品，盖紧瓶塞，记下瓶号。

(4) 海水样品必须放在室内阴暗处，待到港后交测报管理部门及时测量。

用实验室盐度计(感应式或电极式)测量海水样品盐度，测量时应按照仪器的使用说明进行操作。但必须遵循以下规定：

(1) 海水样品测定前，应对仪器进行定标。定标(或校准)时，应重复两次以上操作和读数，当标定结果符合规定时方可进行测量。

(2) 每次测量前应充分摇晃样品瓶，待瓶内的海水样品沉淀后，抽取上层清液进行测量。

(3) 测量时必须保证样品的温度同标准海水的温度差在规定范围内。

(4) 每种样品必须重复测量两次或两次以上，当相邻两次测量结果 R_t 读数差不大于或盐度读数差不大于 0.001 时，认为测量结果重复，记下后一次测量值。

十一、海发光的观测

海发光是指夜间海面出现的生物发光现象。观测时应在夜间背光的黑暗处用目测进行，注视海面浪花或航迹浪花上的发光现象，对照表 1-17 按海发光强弱程度判定发光强度及等级，记入海发光栏内。因月光或其他原因影响，无法观测到海发光时记“×”。

表 1-17 海发光等级表

等级	海发光程度
0	无海发光现象
1	发光勉强可见
2	发光明晰可见
3	发光显著可见
4	发光特别明亮

十二、铅直海水温度的观测

铅直海水温度是指垂直方向上海水温度的连续分布。规定观测项目为温度、深度及观测时相应的船舶位置(经纬度坐标)。海水温度单位为摄氏度(℃),准确度为 ±0.2℃;海水深度单位为米(m),准确度为 ±5m;经纬度的单位为度(°)。测量水温的铅直连续分布,一般采用抛弃式温深仪(XBT)来进行观测,作业海域一般适用于大洋或水深不小于400 m 的海区,其他水域如无特殊需要,不宜用此仪器测量。

十三、报告电码

1. 电码形式

BBXX　DDDD　YYGGiw　99LaLaLa　QcLoLoLoLo

4ixhVV　Nddff　1SnTTT　4PPPP　$7wwW_1W_2$　$8N_hC_LC_MC_H$

222DsVs　0SnTwTwTw 2//HwHw　3dw1dw1//　4//Hw1Hw1

2. 编报总则

1)本电码用来编发每日 00、06、12、18(世界时)船舶水文气象观测报告。

2)测船在定时观测项目全部结束后,1 h 内应完成编发报,确因特殊情况在本时次无法完成发报工作,应在下一发报时间内继续拍发。

3. 符号内容及编报规定

详见《航海气象与海洋学实习指导书》。

复习思考题

1. 何谓大气?它由哪几部分组成?

2. 大气在垂直方向上分哪几层?试述对流层的高度及其主要特征。

3. 说明摩擦层和自由大气层的概念。

4. 为什么暖湿空气比干冷空气的密度小得多?

5. 简述洋、海、海湾、海峡的划分情况及其主要特征。

6. 简述大气与海洋污染概况及其对策。

7. 表示气温的单位有哪些?它们之间的换算关系如何?

8. 空气的增温和冷却主要受什么影响?控制气温变化的因子有哪些?

9. 试述气温日变化与年变化的特点及其影响因子。

10. 简述冬、夏全球海平面平均气温分布的主要特征。

11. 何谓气压和标准大气压?简述表示气压的单位及其换算关系。

12. 推导大气静力方程并讨论气压随高度变化的规律。

13. 何谓单位气压高度差?它与哪些因子有关?

14. 简述气压的日变化、年变化规律及其影响因子。

15. 简述表示湿度的常用参数及其与空气中水汽含量之间的关系。

16. 简述饱和水气压与温度的关系。

17. 表示空气中水汽绝对含量和相对含量(即距离饱和程度)的参数各有哪些?当空气饱和时,有哪些关系成立?

18. 某地某日 14 h 的气温为 30℃,当时的实际水汽压为 31.7 hPa,则露点是多少?当时空

气是否为饱和空气？

19. 水汽压(e)与绝对湿度(a)的关系如何？当t为何值时，它们在数值上相等？

20. 简述e和f的日变化、年变化的规律。

21. 使未饱和空气达到饱和有哪些途径？大气中的冷却过程主要有哪些类型？

22. 风向是如何表示的？表示风速的单位有哪些？它们之间的关系如何？

23. 简述各级风的主要海面征兆及其对应的风速(m/s)中数及浪高(m)。

24. 说明风的脉动性质及其成因。

25. 云形成和消散的基本条件是什么？

26. 云分哪几类(注明学名和国际简写字母)？简述10属云的主要特征及伴随的典型天气。

27. 说明积状云、层状云和波状云的基本特征及成因。三族十属云中哪些属于积状云？哪些属于层状云？哪些属于波状云？

28. 试列出10条以上看云识天气的谚语。

29. 说明降水的主要种类、降水性质和我国常用的降水强度标准。

30. 简述雾对航海的影响。

31. 何谓雾？浓雾和轻雾的标准是什么？

32. 空气中的水汽凝结主要有哪几种途径？

33. 根据雾的形成过程，将海洋上的雾分为哪几种？

34. 简述平流雾的主要特点和形成条件。

35. 简述蒸汽雾的成因和特点。

36. 锋面雾是怎样形成的？它常出现于气旋什么部位？它有何特点？

37. 试述辐射雾的特点和生消规律。

38. 世界海洋上主要雾区有哪些？产生雾的原因及季节各是什么？

39. 我国沿海雾的种类、产生原因是什么？它们的地理分布及时间分布是怎样的？

40. 何谓能见度？能见度分为几个等级？等级的大小和能见度好差有何关系？

41. 简述海水温度、盐度和密度的概念、分布及日、年变化规律。

42. 船舶水文气象观测规范中对观测项目、时次、程序作了哪些规定？

43. 船舶测量气压的仪器是什么？对其的放置有什么要求？

44. 何谓本站气压和海平面气压？利用空盒气压表观测气压时，应进行哪几项订正才能得到本站气压和海平面气压？如何订正？

45. 若气压表读数为1 023.3 hPa，附温为16.0℃，查得温度系数为0.05 hPa/℃，刻度订正为-0.3 hPa，补充订正为0.1 hPa，计算本站气压。

46. 某船驾驶台上的空盒气压表距海平面高21.0 m，测得本站气压为1 012.9 hPa(已做订正)，求海平面气压。

47. 用干湿球温度表测温度的原理是什么？在测湿度前为什么要先通风？

48. 试述百叶箱干、湿球温度表的安置要求、观测方法和注意事项。

49. 用通风干湿球湿度表测出干球温度、湿球温度后如何求得相对湿度、露点？

50. 测得3组干、湿球温度数据如下，求水汽压、绝对湿度、相对湿度和露点。

1) 干球 20.0℃，湿球 10.0℃；2) 干球 20.5℃，湿球 15.2℃；3) 干球 22.7℃，湿

球22.1℃。

51.船用测风仪器有哪些？说明其使用方法和注意事项。在缺乏仪器时，怎样目测风向和风力？

52.根据下列已知条件，分别利用图解法和真风盘法求真风向和真风速。

航向	航速(kn)	视风向	视风速(m/s)	真风向	真风速(m/s)
NE	20	N	14		
320°	13	220°	8		
090°	15	090°	4		
045°	20	045°	5		
045°	13	NW	5		
NW	13	210°	9		
N	18	S	3		
090°	10	055°	8		
225°	16	340°	16		

53.云的观测包括什么？如何观测和记录云状？什么是云量、低云量和总云量？什么是云高、云厚和云顶高度？

54.天空出现雾或霾时，如何记录云？夜间如何进行云的观测和记录？

55.什么是现在天气现象和过去天气现象？海面常见的十四种天气现象及其符号是什么？

56.何谓海面有效能见度？何为"能见"与"不能见"？说明夜间观测能见度的方法和注意事项。

57.简述观测表层水温和水样采集的方法。

58.海发光在什么时间观测？分哪几个等级进行观测？

59.如何进行波高、波向的观测？

60.船舶常用的气象仪器有哪些？试述其用途。

61.将以下观测结果记录在"船舶水文气象观测记录簿"上，并将记录编成电报(以下各题船位均为38°50′N，121°39′E，航向145°，航速12 kn)。

1)北京时0730观测到层积云，云量9，云高1 000 m，满天卷层云。水平能见度10 n mile，1040开始降小雨，1040以前无任何天气现象。风浪高2.0 m，涌高2.5 m，涌向东北。合成风向215°，合成风速6.0 m/s。干球温度14.8℃，器差-0.3℃。湿球温度14.0℃，器差+0.1℃。气压读数1 002.7 hPa，刻度、温度、补充三项订正值之和为+2.3 hPa。空盒气压表距海平面高度15 m。表层水温5.0℃，器差0.0℃。

2)北京时1330观测时和观测前有浓雾，水平能见度0.1 n mile。真风向为东风，真风速1.0 m/s。风浪高0.5 m，无涌。气压读数1 013.7 hPa，刻度、温度、补充三项订正值之和为-2.0 hPa。驾驶台上的空盒气压表距海平面高度24 m，干、湿球温度均为5.0℃，器差0.0℃。表层水温0.0℃，器差0.0℃。

3)北京时1930观测，卷层云6成，水平能见度4.0 n mile，有霾，无浪。合成风向为西南风，合成风速5 m/s。干球温度20.1℃，湿球温度10.0℃，器差均为-0.1℃。气压读数999.6 hPa，刻度、温度、补充三项订正值之和为+2.0 hPa。空盒气压表距海平面高度10 m。表层水温6.0℃，器差0.0℃。

第二章　天气图基础知识

天气图(Weather Chart)是填有各地同一时间气象观测记录,能反映一定时刻,广大地区内天气实况或天气形势的特制地图。通过对天气图的连续分析与研究,就可以获得天气过程发展的规律,从而作出天气预报。因此,天气图是分析判断天气变化,制作天气预报的基本工具之一。为了使海上船舶能够正确识读和应用天气图,本章来介绍天气图的有关知识。

第一节　天气图的一般知识

一、天气图的绘制过程

1. 气象资料的观测和传递

气象观测是制作天气图和进行天气预报的基础。气象站越多,预报越准确。为此,全世界建立了1万个陆地气象站,7 300多个船舶观测站和900多个携带自动气象站的系泊航标和浮标站,配置了各种天气雷达,动用了3 000多架飞机,并在太空布设了10多颗气象卫星,组成全球大气监测网。这个监测网每天在规定的时间里同时进行观测,从地面到高空,从陆地到海洋,全方位、多层次地观测大气变化,并将观测数据编制成国际气象电码,通过国家气象通信网络(National Meteorological Telecommunication Network)迅速汇集到各国国家气象中心,各国国家气象中心再通过区域气象通信网(Regional Meteorological Telecommunication Network)将数据传送到世界上15个区域气象中心,区域气象中心最后通过主通信网(Main Telecommunication Network)将数据传送到3个世界气象中心,世界气象中心然后将数据通过上述通信网络转发世界各地。图2-1为全球通信系统三个组成部分(主通信网,区域气象通信网和国家气象通信网)之一的主通信网。图中墨尔本(Melbourne),华盛顿(Washington)和莫斯科(Moscow)为世界气象中心,其余的为区域气象中心。

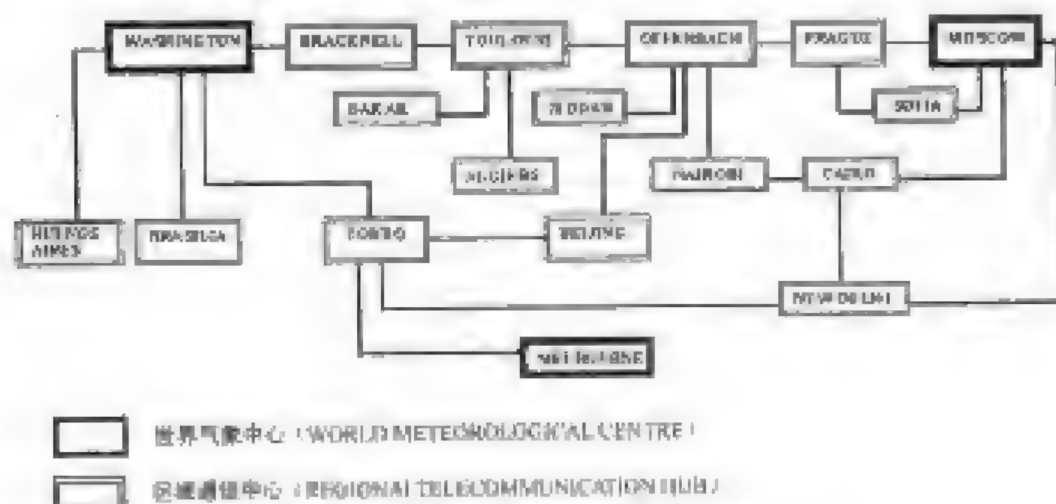


图2-1　全球通信系统中的主通信网

气象观测必须满足如下条件:

1)代表性

观测记录不仅要反映测点的气象状况,而且要反映测点周围一定范围内的平均气象状况。气象观测在选择站址和仪器性能,确定仪器安装位置时要充分满足观测记录的代表性要求。

2)准确性

观测记录要真实地反映实际气象状况。观测时要严格按照观测规范要求执行,以确保观测资料的准确性。

3)比较性

气象观测在观测时间、观测仪器、观测方法和数据处理等方面要保持高度统一,才能使绘制的图真实地反映出某一时刻较大区域内大气的状况。

2. 气象资料的填图和分析

各地气象台站将收集到的观测数据, 立即译成直观的数字或符号,按国际规定的填图格式,一一填在天气图底图相应的位置上,然后按照天气图分析原则和技术规定绘制出各种等值线、天气系统和天气区等,得到可供预报用的各种天气图,为预报员提供预报依据。过去天气图的填图、等值线的绘制和分析是由预报员手工完成的,现在从资料收集、检查、填图直到等值线的绘制和分析已全部由计算机完成,实现了天气分析业务的全自动化。

二、天气图底图

用来填写各地气象台(站)观测记录的特制地图,称为天气图底图,或简称底图。

1. 底图的范围和内容

底图范围的大小,主要根据预报时效的长短、预报区域所在的地理位置和季节确定。用作中、长期天气预报的底图,其范围应当大些(如半球天气图);用作短期、短时天气预报的底图,其范围就可以小些(如我国常用的欧亚天气图、东亚天气图或区域小图)。在冬季或中、高纬地区,因上空盛行西风气流,天气系统主要来自西方和北方,故底图上邻近预报区域的西边和北边的范围应该比东边和南边的范围大些;在夏季或低纬地区,东边和南边的范围则应适当大些。另外,高空天气系统的水平尺度比较大,所以高空天气图所包括的地理范围应比地面天气图要广些。

底图上印有测站的区号、站号和站圈,并采用适当的颜色表示出陆地、海洋、地势及主要河流、湖泊的分布。此外,在图的下边还标有天气图的种类、所采用的地图投影方法、比例尺和高度表等。

2. 底图投影

天气图常用的投影有以下三种:

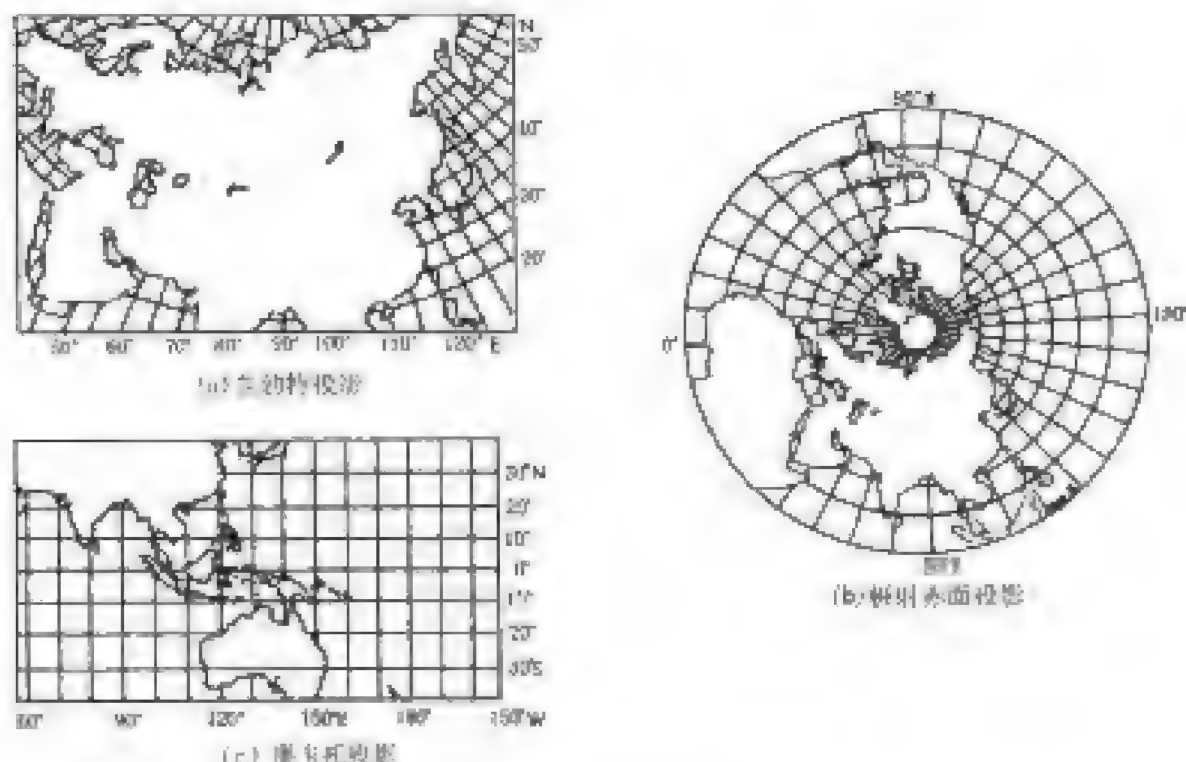
1)双标准纬线正形圆锥投影(兰勃特投影)

双标准纬线为30°和60°纬线。在这种图上,经线为向极点收敛的放射性直线,纬线为同心圆弧,如图2-2(a)所示。这种图在30°和60°附近失真最少,最适合作中纬度地区的天气图底图。

2)极地平面投影

这种投影经线为以极地为放射点的放射形直线,纬线为同心圈,如图2-2(b)所示。这种图在极地和高纬失真较小,半球天气图和极地天气图多采用这种投影。

3)等角正圆柱投影(墨卡托圆柱投影)


(a) 兰勃特投影

(b) 极射赤面投影

(c) 麦卡托投影

图 2-2　三种投影经纬线网的形状

这种图经纬线为互相垂直的直线，如图 2-2(c) 所示。热带地区的天气图多采用这种投影。

三、天气图的种类

气象台常用的天气图主要是地面天气图和高空天气图。此外，还有各种辅助图，用以显示天气过程的各个不同侧面。辅助图分为两大类：地面辅助图，如天气实况演变图、危险天气现象图、变压图、变温图和降水图等；高空辅助图，如流线图、等熵面图、变高图、温度对数压力图等。实际工作中，可根据需要选用。

四、图时

图时是指天气图上所填资料的时间。根据世界气象组织(WMO)的规定，目前全世界的观测站都统一在 00、06、12、18 世界时进行地面定时观测，在 00、12 世界时进行两次高空观测。因此地面天气图图时为 00Z、06Z、12Z、18Z(08、14、20、02 北京时)，高空分析图的图时为 00Z、12Z (08、20 北京时)，Z 表示世界时。因此一天中应该有四张地面图，两套高空图。除此之外，各地区还可以根据需要进行天气定时观测以外的观测，如两次定时观测之间(03Z、09Z、15Z、21Z)的地面天气辅助观测、航线天气观测等。

第二节　地面天气图

地面图是天气分析和预报业务中最基本的天气图。图上除了填有地面的气温、露点、风向、风速、水平能见度和海平面气压等观测记录外，还填写有一部分高空气象要素的观测记录，如云和现在天气现象等。此外，还填有一些反映最近时间内气象要素变化趋势的记录，如 3 h 变压、最近 6 h 内出现过的天气现象等。地面图的作用在于分析地面天气系统的分布和历史

演变，进而推断未来的天气变化。

一、填图格式

地面图上的各种资料是按照国际规定的格式填写的。地面图上的填图格式有两类：一类是陆地测站的填图格式；另一类是船舶测站的填图格式。

1. 陆地测站填图格式

在不同的国家，陆地测站填图格式稍有不同。这里以我国为例加以介绍。我国的陆地测站填图格式如图2-3所示。图中：

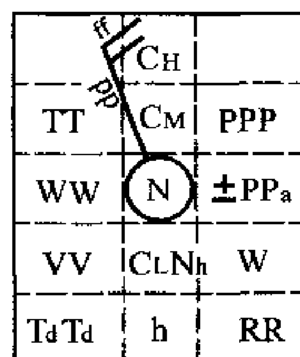


图2-3 陆地测站填图格式

○——表示空白底图上相应的测站，称为站圈。

N——总云量，用符号表示。各符号含义见表2-1。

Nh——低云量，用数字表示，填图数字与实际云量的关系见表2-2。

h——低云高，用数字表示，单位为m。填图数字与低云高的关系见表2-3。在有些国家，低云高以100英尺为单位，如美国。

C_H、C_M、C_L——高、中、低云状，用符号表示。各符号含义见表2-1。

dd——风向，用矢杆表示。从站圈向外矢杆所指的方向为风的来向即风向。

WW——现在天气现象，用符号表示。各符号含义见表2-4。

ff——风速，用矢羽表示。最基本的矢羽有三种（短画线、长画线和三角旗），其代表的风速大小见表2-5，其余的矢羽是这三种矢羽的组合，它们代表的风速可近似由三种基本矢羽代表的风速累加而得。如—▼，国际上表示西风约75 kn（即73～77 kn），我国表示西风约30 m/s（即29～30 m/s）。注意：背真风而立，在北半球，矢羽符号绘在风向杆的左方；在南半球绘在风向杆的右方。

TT、TdTd——气温和露点，用数字表示，单位为℃（有些国家以℉为单位）。气温为零下时，前面加"－"号。

VV——能见度，用数字表示，单位为km。在有些国家，将能见度（VV）放在现在天气现象符号（WW）前面，能见度单位用英里（mile）表示。

W——过去天气现象，用符号表示。各符号含义见表2-1。

PPP——海平面气压，用数字表示，单位为hPa。海平面气压只填十位、个位和小数一位，省略了百位和千位。如图上填132，则实际海平面气压为1 013.2 hPa；如图上填989，则实际海平面气压为998.9 hPa。

PP——3 h气压变量，即观测时与观测前3 h气压的差值，简称3 h变压，用数字表示，单位为hPa。3 h变压填个位和小数一位，不点小数点。如观测前3 h内气压上升，则数字前加"＋"号；反之，加"－"号。

a——3 h气压倾向，用符号表示。各符号含义见表2-1。

RR——观测前6 h内（包括观测时）的降水量，用数字表示，单位为mm。

表 2-1　总云量、云状、过去天气现象和 3h 气压倾向的符号说明

电码	总云量	低云状	中云状	高云状	过去天气现象	3h 气压倾向
0	○ 无云	没有低云	没有中云	没有高云		升后微降
1	≤1	淡积云	透光高积云	毛卷云		升后平
2	2~3	浓积云	蔽光高积云或雨层云	密卷云		稳定上升
3	4	秃积雨云	ω 透光高积云	伪卷云	沙暴或吹雪	微降后升
4	5	积云性层积云	荚状高积云	钩卷云	≡ 雾	不变
5	6	普通层积云	系统发展的辐射状高积云	卷层云(云层高度<45°)	• 毛毛雨	后微升降
6	7~8	层云或碎层云	积云性高积云	2 卷层云(云层高度>45°)	• 雨	降后平
7	$9\sim10^-$	碎雨云	复高积云或蔽光高积云	卷层云(云层布满全天)	* 雪	稳定下降
8	● 10	不同高度的积云或层积云	M 堡状或絮状高积云	卷层云(云量不增加也没布满全天)	阵性降水	微升后降
9	⊗ 不明	鬃积雨云或砧状积雨云	混乱天空的高积云	卷积云	雷暴	

表 2-2　填图数字与实际低云量的关系

填图数字	不填	1	3	4	5	6	8	9	10	×
低云量	无云	≤1	2~3	4	5	6	7~8	$9\sim10^-$	10	不明

表 2-3　填图数字与低云高的关系

填图数字	0	50	100	200	300	600	1 000	1 500	2 000	不填
低云高(m)	<50	50~100	100~200	200~300	300~600	600~1 000	1 000~1 500	1 500~2 000	2 000~2 500	没有低于2500 m的云

表 2-4　现在天气现象符号

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
00	云的发展情况不明	云在消散，变薄	天空状况无变化	云在发展增厚	烟幕，吹烟	霾	浮尘	测站附近有扬沙	现在或过去1h内视区有尘龙卷	观测时视区内有沙（尘）暴或观测前1h内视区（或测站）有沙（尘）暴
10	轻雾	片状或带状的浅雾	层状的浅雾	远电	视区内有降水，但未到地面	视区内有降水，但距测站较远	视区内有降水，在测站附近	闻雷，但测站无降水	观测时或观测前1h内有飑	观测时或观测前1h内有龙卷
20	观测前1h内有毛毛雨	观测前1h内有雨	观测前1h内有雪	观测前1h内有雨夹雪	观测前1h内有毛毛雨或雨，并有雨凇	观测前1h内有阵雨	观测前1h内有阵雪或阵性雨夹雪	观测前1h内有冰雹，或冰粒，或霰（或伴有雨）	观测前1h内有雾	观测前1h内有雷暴(或伴有降水)
30	轻或中度的沙(尘)暴，过去1h内减弱	轻或中度的沙(尘)暴，过去1h内无变化	轻或中度的沙(尘)暴，过去1h内增强	强的沙(尘)暴，过去1h内减弱	强的沙(尘)暴，过去1h内无变化	强的沙(尘)暴，过去1h内增强	轻或中度的低吹雪	强的低吹雪	轻或中度的高吹雪	强的高吹雪
40	近处有雾，但过去1h内测站没有雾	散片的雾(呈带状)	雾，过去1h内变薄，天空可辨	雾，过去1h内变薄，天空不可辨	雾，过去1h内无变化，天空可辨	雾，过去1h内无变化，天空不可辨	雾，过去1h内变浓，天空可辨	雾，过去1h内变浓，天空不可辨	雾，有雾凇，天空可辨	雾，有雾凇，天空不可辨
50	间歇性毛毛雨	连续性毛毛雨	间歇性中常毛毛雨	连续性中常毛毛雨	间歇性浓毛毛雨	连续性浓毛毛雨	轻毛毛雨，并有雨凇	中常或浓毛毛雨，并有雨凇	轻毛毛雨夹雨	中常或浓毛毛雨夹雨
60	间歇性小雨	连续性小雨	间歇性中雨	连续性中雨	间歇性大雨	连续性大雨	小雨，并有雨凇	中或大雨，并有雨凇	小雨夹雪或毛毛雨夹雪	中常或大雨夹雪或，中常或浓毛毛雨夹雪
70	间歇性小雪	连续性小雪	间歇性中雪	连续性中雪	间歇性大雪	连续性大雪	冰针(或伴有雾)	米雪(或伴有雾)	孤立的星状雪晶(或伴有雾)	冰粒
80	小阵雨	中常或大的阵雨	强的阵雨	小的阵雨夹雪	中常或大的阵雨夹雪	小阵雪	中常或大的阵雪	少量的阵性霰或小冰雹，或有雨，或有雨夹雪	中常或大量的阵性霰或小冰雹，或有雨，或有雨夹雪	少量的冰雹，或有雨，或有雨夹雪
90	中常或大量的冰雹，或有雨，或有雨夹雪	观测前1h内有雷暴，观测时有雨	观测前1h内有雷暴，观测时有中或大雨	观测前1h内有雷暴，观测时有小雪，或雨夹雪，或霰，或冰雹	观测前1h内有雷暴，观测时有中或大雪，或雨夹雪，或霰，或冰雹	小或中常的雷暴，并有雨或雪，或雨夹雪	小或中常的雷暴，并有冰雹	大雷暴，并有雨或雪，或雨夹雪	雷暴，伴有沙(尘)暴	大雷暴，伴有冰雹，或霰，或小冰雹

表 2-5　风速符号含义

符号	国际(单位：kn)	我国(单位：m/s)
◎	0	
—	1～2	1
—╮	5	2
—╲	10	4
—▼	50	20

图 2-4(a)、(b)分别为我国和美国陆地测站填图实例。

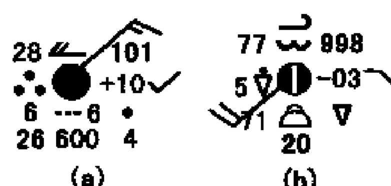


图 2-4　陆地测站填图实例

图 2-4(a)实例表示，该站上空总云量为 10，中云为蔽光高层云，低云为碎雨云，低云量 6，低云高为 600～1 000 m，东北风，5～6 m/s，现在天气现象为中雨，过去天气现象为雨，过去 6 h 降水量 4 mm，能见度 6 km，气温 28℃，露点 26℃，海平面气压 1 010.1 hPa，观测前 3 h 内气压上升 1.0 hPa，气压倾向为微降后升。

图 2-4(b)实例表示，该站上空总云量为 9～10⁻，高云为毛卷云，中云为透光高积云，低云为浓积云，低云高为 2 000 ft(英尺)，西南风，风速 18～22 kn，现在天气现象为阵雨，过去天气现象为阵性降水，能见度 5 mi(英里)，气温 77℉，露点 71℉，海平面气压 999.8 hPa，观测前 3 h 内气压下降 0.3 hPa，气压倾向为先平后降。

2. 船舶测站填图格式

船舶测站填图格式如图 2-5 所示。

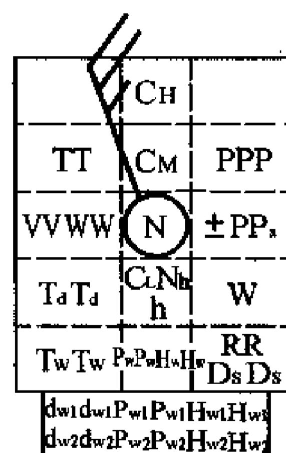


图 2-5　船舶测站填图格式

D_s——观测前 3 h 内船的总航向，填图时用箭头表示。

V_s——观测前 3 h 内的平均航速，填图时用电码数直接填在箭头的右边。

T_wT_w——海水表层温度，以℃或℉为单位。

P_wP_w、H_wH_w——风浪周期(用数字表示，以秒为单位)和波高(用数字表示，以 0.5 m 为单位)。

$d_{w1}d_{w1}$、$P_{w1}P_{w1}$、$H_{w1}H_{w1}$——分别为第一涌浪来向、周期和波高。涌浪来向一般以波浪形箭矢表示，也可用数字表示；涌浪周期和波高的表示同风浪。

$d_{w2}d_{w2}$、$P_{w2}P_{w2}$、$H_{w2}H_{w2}$——分别为第二涌浪来向、周期和波高。

其他各项目含义同陆地测站填写项目含义。

不同国家的填写格式有所不同，使用时应予注意。图 2-6 为美国一浮标站填图格式实例，其含义如下：

57——气温 57℉；

.˙.——连续性中雨；

56——露点 56℉；

62——表层水温 62℉；

●——总云量 10；

——蔽光高层云；

---——碎雨云；

107——海平面气压为 1 010.7 hPa；

-6——过去 3 h 内气压下降 0.6 hPa；

╲_——3 h 气压倾向为先降后不变；

——西北风，风速 20 kn；

10603——风浪周期 6 s，波高 1.5 m（“1”为风浪指示码）；

271006——涌浪来向为 270°，周期为 10 s，波高为 3 m；

41010——浮标识别（浮标识别由 5 位数字组成，且第一位总是 4）。

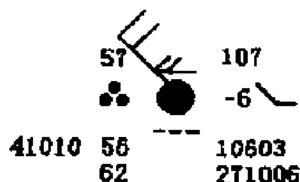


图 2-6　美国浮标站填图实例

如是船舶站，则其识别一般由 4 个或 5 个字符组成，如果是 5 个字符，则最后一位一般为数字。

二、地面图分析

地面天气图的分析项目通常包括海平面气压场、3 h 变压场、天气现象和锋等。

1. 海平面气压场的分析

海平面上的气压分布称为海平面气压场。海平面气压场分析就是在地面图上绘制等压线。绘制等压线后就能清楚地看出气压在海平面上的分布情况。

1）海平面气压场的基本形式

根据等压线的形式所显示出来的气压场有五种基本形式，如图 2-7 所示。任一张天气图都是由这五种基本形式构成的。

（1）低气压（Low Pressure，Depression）

由闭合等压线构成的，中心气压比周围低的区域称为低气压，或低压。其空间等压面向下凹陷，形如盆地。

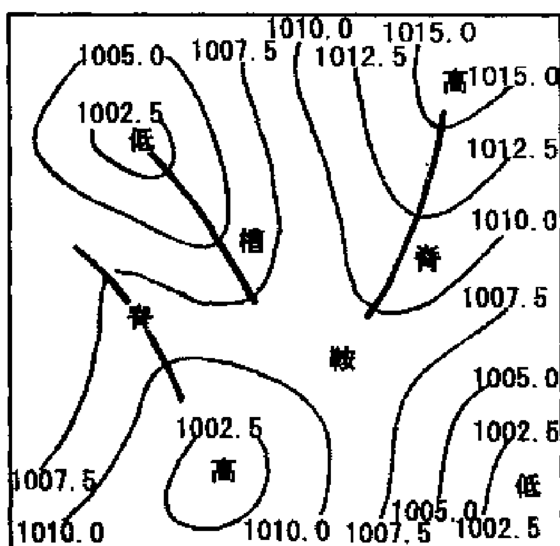


图 2-7　海平面气压场的基本形式

（2）低压槽（Trough）

由低压向外延伸出来的区域，或由一组未闭合的等压线向气压较高的一方凸出的部分称为低压槽，简称槽。低压槽中各条等压线曲率最大处的连线，称为槽线，但地面图上一般不分析槽线。低压槽的空间等压面形如山沟。

（3）高气压（High Pressure）

由闭合等压线构成的，中心气压比周围高的区域称为高气压，或高压。其空间等压面向上凸起，形如山丘。

（4）高压脊（Ridge）

由高压向外延伸出来的区域，或由一组未闭合的等压线向气压较低的一方凸出的部分称为高压脊，简称脊。高压脊中各条等压线曲率最大处的连线，称为脊线，但天气图上一般不分析脊线。高压脊的空间等压面形如山脊。

（5）鞍形场（Col）

相对并相邻的两个高压和两个低压组成的中间区域称为鞍形区，简称鞍。鞍形区的空间等压面形如马鞍。

以上几种气压场的基本形式，统称为气压系统（Pressure System）。

2）等压线分析原则

等压线是等值线的一种，必须遵守等值线分析的共同原则。图2-8是一张海平面上的等压线分布图，它是按照下述等值线分析的基本原则绘制的。

（1）同一条等值线上，该要素值处处相等，即分析时，必须使等值线通过数值相等的测站。

（2）等值线一侧的数值必须高于另一侧的数值，即等值线应在一个高于等值线数值的测站和一个低于等值线数值的测站之间通过，而不能在都高于（或都低于）等值线数值的测站之间通过。

（3）等值线不能相交，不能分支，不能中断。

（4）在两个高值区或两个低值区之间，必须有两条相邻的等值线，其数值相等，并且这两条等值线的数值在两高值区之间是最低值，在两低值区之间是最高值。高值区和低值区相邻的等值线之间，数值恒差一个间隔。

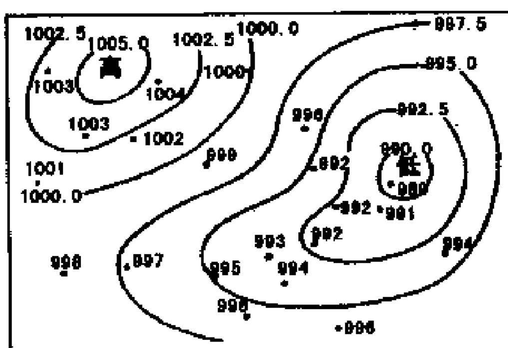


图2-8 海平面等压线图

3）绘制等压线的主要技术规定

绘制等压线时，除必须遵守以上4条原则外，还必须遵守以下技术规定：

（1）等压线用黑色细实线绘制，在同一张地面图上，等压线之间的数值间隔必须相等。

在我国，等压线每隔2.5 hPa绘制一条，其等压线的数值规定为：…1000，1002.5，1005.0…；有些国家（如日本、美、英等）多每隔4 hPa绘制一条等压线，即按…996，1000，1004 …数值序列绘制。

（2）等压线应画到图边，否则应当闭合。除没有记录的地区外，均应将各条等压线的末端排列整齐，终止在某一经线或纬线上。

在非闭合等压线两端应标注等压线数值。如果等压线闭合，则在等压线的正北端开一小缺口，在缺口中间标注hPa数值。一般标注千位、百位、十位、个位和第一位小数，不标单位，数字必须与当地的纬线平行。

（3）在高压区中心用蓝色标注“高”或“G”，在低压区中心用红色标注“低”或“D”。国外天气图上多用“H”标注高压中心，用“L”标注低压中心。

（4）高、低压中心强度用黑色铅笔标注在中心符号的下方。中心强度的确定一般是根据气压系统中心附近可靠的气压记录值，低压中心气压值的小数均舍去，如记录值为1 011.5 hPa，则标注1011；高压中心气压值的小数均进一位，如记录值为1 023.4 hPa，则标注1024。

4）绘制等压线的注意事项

（1）要正确地使用风的记录。由风压定律可知：等压线和风向平行，在北半球，背风而立，高压在右，低压在左；在南半球，背风而立，高压在左，低压在右。但由于地面摩擦作用，风向与等压线有一定交角，即风从等压线的高压一侧吹向低压一侧。风向和等压线的交角，在海洋上一般为15°～20°，陆地平原地区一般为30°～45°。

（2）等压线应分析得平滑一些，避免不规则的小弯曲或突然曲折；两条数值相等的等压

线，尽量避免互相平行过长而相距又很近。

（3）等压线通过锋线时，应有明显的折角或气旋性曲率的突然增加，其折角指向高压一侧（参见第四章图 4-5）。

2. 3 h 时变压场的分析

3 h 时变压场的分析即在地面图上绘制等 3 h 变压线（如图 2-9 所示）。绘制等 3 h 变压线除必须遵循绘制等值线的基本原则外，还要遵守下列技术规定：

1）用黑色铅笔分析细断线，通常每隔 1 hPa 分析一条，在每条线的两端要注明该线的数值（hPa 数）和正负号。

2）正变压中心的最大变压值，用蓝色铅笔标注，负变压中心的最小变压值用红色铅笔标注。标注变压值，应精确到一位小数，并在数值前加正负号。



图 2-9　等 3 h 变压线的分析

3. 天气现象的分析

为了能一目了然地显示各种主要天气现象的分布，以便分析、研究它们与天气系统之间的内在联系，通常在彩色地面天气图上用各种颜色的铅笔勾画和标注主要天气区，降水和吹雪区用绿色标注，雾区用黄色标注，大风和沙尘暴区用棕色标注。在单色天气图上，对重大天气区一般用不同形式的线条勾画出来，同时标注相应的警报符号。

4. 锋的分析

锋是冷、暖气团间的狭窄过渡区，锋两侧的气象要素往往具有明显的差异。锋面分析就是根据锋面附近各气象要素的分布特征，在地面图上确定锋的位置、性质。各种锋用不同的符号或颜色表示（见表 2-6）。

表 2-6　锋的符号

锋的种类	彩色图上的符号	单色图上的符号
暖锋	红色	
冷锋	蓝色	
静止锋	红色 蓝色	
锢囚锋	紫色	

第三节　高空天气图

为了全面认识和掌握天气的变化规律，除了分析地面天气图外，还要分析高空天气图。目前在实际工作中普遍采用的高空天气图是填写同一等压面上气象记录的等压面图。

一、等压面图的概念

空间气压相等的点所组成的曲面，称为等压面。由于同一高度上各地的气压不可能都相等，因此等压面不是一个水平面，而是一个像地形一样起伏不平的面。用来表示空间等压面起伏形势的图称为等压面形势图，简称等压面图。

等压面的起伏形势可采用绘制等高线的方法表示出来。具体地说，将各地上空某一等压

面所在的高度值填在图上，然后连接高度相等的各点绘制出等高线，从等高线的分布即可看出等压面的起伏形势。

如图 2-10 所示，P 为等压面，H_1，H_2，…，H_5 为厚度间隔相等的若干水平面，它们分别和等压面相截（截线以虚线表示），因每条截线都在等压面 P 上，故所有截线上各点的气压均等于 P，将这些截线投影到水平面上，便得出 P 等压面上距海平面分别为 H_1，H_2，…，H_5 的许多等高线，其分布情况如图 2-10 的下半部分所示。

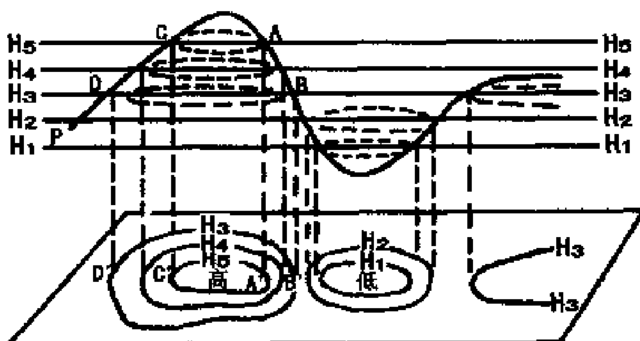


图 2-10　等压面形势与等压面面

从图中可以看出，与等压面凸起部位相对应的是一组闭合等高线构成的高值区，和等压面下凹部位相对应的是一组闭合等高线构成的低值区，等压面坡度陡的地方，相应等高线较密集。

分析等压面图的目的是要了解空间气压场的分布。实际上，等压面的起伏不平就反映了等压面附近的水平面（等高面）上气压场的分布。例如，在图 2-11 中，P 为某一等压面的垂直剖面，H 为 P 等压面附近的等高面，A、B、C 各点在 P 等压面上，A'、C' 为 A、C 两点在等高面 H 上的投影点。由于气压随高度是减少的，因此 $P_{A'} > P_A$，$P_{C'} < P_C$，又由于 $P_A = P_B = P_C$，因此 $P_{A'} > P_B > P_{C'}$（P_A、P_B、P_C、$P_{A'}$、$P_{C'}$ 分别为各点的气压值）。由此可知，同高度上气压比四周高的地方，等压面的高度也较四周高，表现为向上凸起；同高度上气压比四周低的地方，等压面的高度也较四周低，表现为向下凹陷。因此，通过等压面图上等高线的分布，就可以知道等压面附近空间气压场的分布情况。等压面上等高线的高值中心对应附近等高面上等压线的高气压中心，低值中心对应附近等高面上等压线的低气压中心，并且等压面上等高线的走向与附近等高面上等压线的走向也基本上是一致的。因此，通常人们将等压面图上等高线的高值区称为高压，将等高线的低值区称为低压。

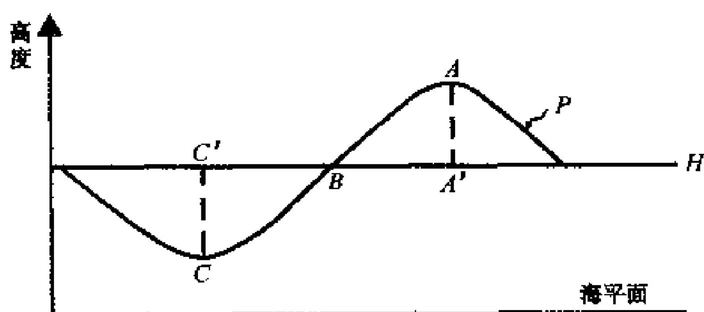


图 2-11　等压面的起伏与等高面上气压分布的关系

既然等高面上的气压分布与等压面上的高度分布相当，那么为什么不像地面图那样，用各个等高面的气压分布图来反映空间气压场的情况呢？这是因为，在天气分析中，用等压面图比等高面图更优越。

我们日常分析的等压面图有以下几种：

850 hPa 等压面图，其位势高度通常为 1 500 位势米；

700 hPa 等压面图，其位势高度通常为 3 000 位势米；

500 hPa 等压面图，其位势高度通常为 5 500 位势米；

300 hPa 等压面图，其位势高度通常为 9 000 位势米；

200 hPa 等压面图，其位势高度通常为 12 000 位势米；

100 hPa 等压面图，其位势高度通常为 16 000 位势米。

二、等压面图的填图格式

等压面图的填图格式如图 2-12 所示。

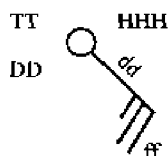


图 2-12　等压面填图格式

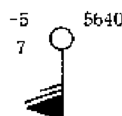


图 2-13　等压面填图实例

图中各符号含义如下：

TT——等压面上的气温，以℃为单位。

DD——等压面上的气温与露点之差，以℃为单位。DD≥0。

dd，ff——风向、风速，其含义同地面天气图。

HHH——等压面的高度。这个高度不是几何高度，而是位势高度，其单位为位势什米或位势米。位势高度(H)与几何高度(Z)之间的关系如下：

$$H(\text{位势米}) = \frac{g}{9.8}Z(\text{几何米})$$

式中：g 为重力加速度。

例如，图 2-13 表示该测站测得的等压面高度为 5 640 位势米，该等压面上的气温为零下 5℃，气温露点差为 7℃，南风，风速 26 m/s。

三、等压面图的分析项目

1. 等高线分析

1）等高线用黑色铅笔以平滑实线绘制。按我国规定，各等压面图上的等高线均每隔40 位势米分析一条，在每条线上均须标明位势米的千、百、十位数，并规定：

在 850 hPa 图上分析数值为…144，148，152…的等高线；

在 700 hPa 图上分析数值为…296，300，304…的等高线；

在 500 hPa 图上分析数值为…496，500，504…的等高线。

2）各等压面上等高线的高值区（高压区）中心用蓝色标注“G”字，低值区（低压区）中心用红色标注“D”字。日本、美国、英国等国家分析的等压面图，等高线间隔采用每隔 60 位势米分析一条，高、低值中心分别用“H”和“L”标注。

3）等压面上风与等高线具有下列关系：

（1）等高线的走向与风向平行，在北半球，背风而立，高值区在右，低值区在左；在南半球，背风而言，高值区在左，低值区在右。

（2）等高线的疏密（即等压面的坡度）和风速的大小成正比，即等高线密集处风速大；反之，则风速小。

2. 等温线的分析

1）在有色天气图上等温线用红色铅笔以实线绘制，在单色天气图上以黑色细断线绘制。我国以 0℃为基准，每隔 4℃分析一条等温线，如 -4℃、0℃、4℃、8℃等，等温线两端须标注温度数值。温度场的暖中心用红色标注“N”，冷中心用蓝色标注“L”。

2）国外高空图上的等温线间隔有采用 6℃或 3℃的，暖中心标注“W”，冷中心标注“C”。

3）绘制等温线时，除主要依据等压面图上的温度记录外，还应参考等高线的形势来分析。

一般700 hPa或500 hPa以上的等压面，高温区往往是等压面高度较高的区域；反之，低温区往往是等压面高度较低的区域。因此，在高压脊附近往往有温度场的暖脊存在，而在低压槽附近往往有温度场的冷槽存在，图2-14表示了较常见的温压场的配置情况。

3. 槽线和切变线的分析

槽线是低压槽内等高线曲率最大处的连线，它是气压场上的特征线（如图2-15(a)所示）。切变线是风的不连续线，切变线两侧风向或风速有较强的气旋性切变，它是风场上的特征线（如图2-15(b)所示）。两者的共同点是风向均有较强的气旋性切变。习惯上在风向气旋性切变特别明显的两个高压之间的狭长低压带内和非常尖锐而狭长的槽内分析切变线，而在气压梯度比较明显的低压槽中分析槽线。

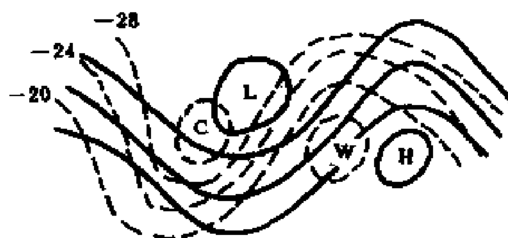


图2-14　常见的温压场配置
（实线为等高线，虚线为等温线）

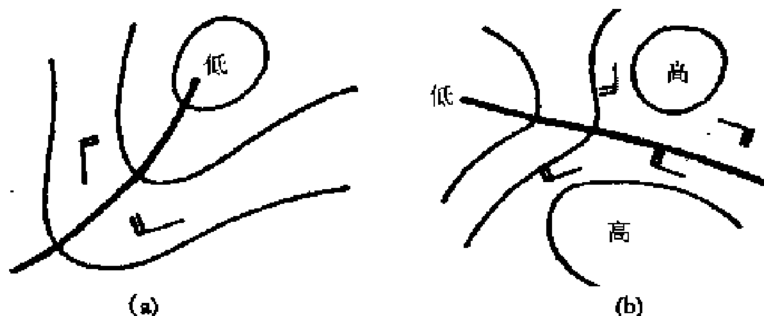


图2-15　槽线和切变线（细实线为等高线，粗实线为槽线）

在有色天气图上，槽线和切变线均用棕色铅笔以实线绘制，在单色天气图上，槽线和切变线用黑色粗实线绘制。

4. 温度平流的分析

冷暖空气的水平运动引起的某些地区增暖和变冷的现象，称为温度的平流变化，简称温度平流。

掌握判断温度平流的方法，不仅可以用来直接判断温度的变化，而且还可以进一步根据温度的变化来推断气压场的变化。

由于等压面图上的等高线的分布决定了空气的流向和流速，因此，根据等高线和等温线的配置情况就能够判断温度平流的性质和强度。

1）温度平流性质的判断

如图2-16(a)所示，等高线与等温线相交，气流由气温低值区（冷区）吹向气温高值区（暖区）。显然，在此情况下，空气所经之处，气温将下降，即有冷平流。图2-16(b)的情况恰好相反，气流由气温高值区（暖区）吹向气温低值区（冷区），因而有暖平流。图2-16(c)中，左边为冷平流，右边为暖平流，冷暖平流之间可画出一条界线（双虚线所示），此线附近等高线与等温线平行，既无冷平流，又无暖平流，即温度平流为零，因此此线称为平流零线。

2）温度平流强度的判断

温度平流强度是指单位时间内，由于温度平流而引起的温度变化的数量大小。可以从下述三个方面进行定性判断：

(1) 等高线的疏密程度。如其他条件相同，等高线越密集，即风速越大，则平流强度也

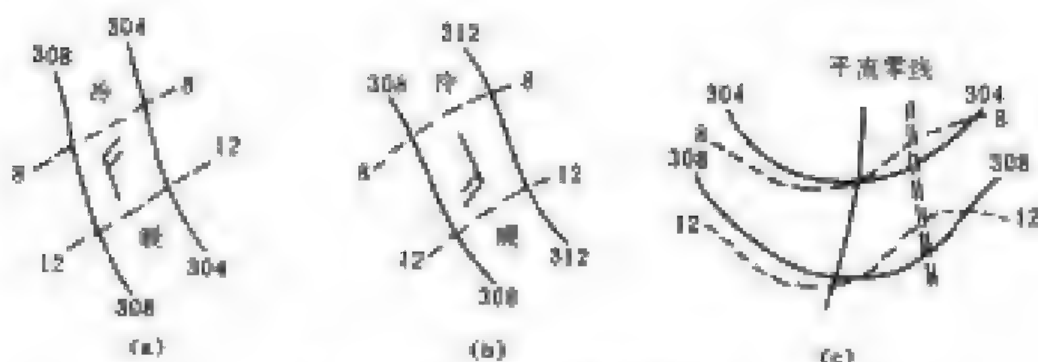


图 2-16　高空图上的冷暖平流情况

越大

（2）等温线的疏密程度。如其他条件相同，等温线越密集，说明温度梯度越大，则平流强度也越大

（3）等高线与等温线交角的大小。如其他条件相同，等高线与等温线的交角越接近 90°，则平流强度也越大

第四节　热带流线图

一、热带天气分析特点

热带天气分析方法与中纬度地区有显著差别。在热带地区，气压的日变化比日际变化大，往往掩盖了天气系统的发生、发展和移动所产生的气压变化，加之各种气象要素分布较为均匀，气压梯度较小，这就导致气压场分析的矛盾和不稳定。另外，热带地区地转偏向力作用较小，使得空气的运动不遵守风压定律。因此，低纬地区通常不分析气压场，而是通过分析实测风场来反映大气环流特征。实测风场通常是用流线（Streamline）和等风速线图来实现的。图 2-17 为美国国家海洋环境中心发布的 2006 年 6 月 28 日 00 时（世界时）太平洋地区流线分析（Pacific Streamline Analysis）图。

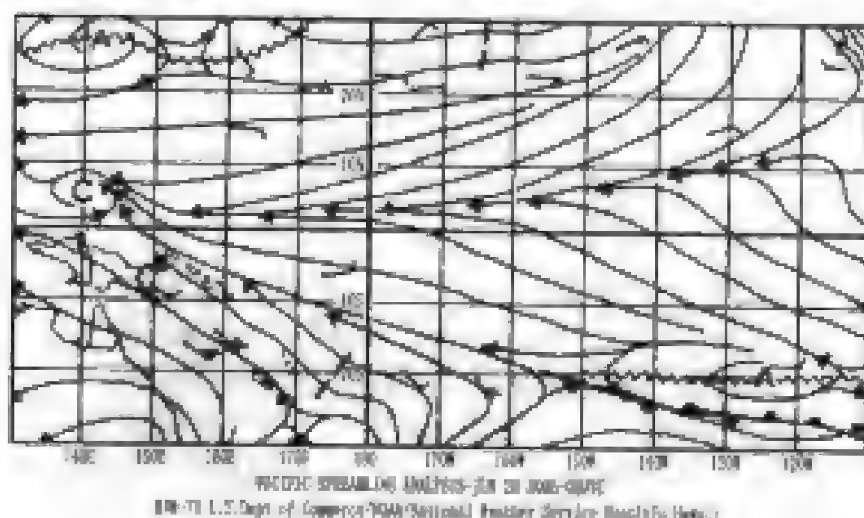


图 2-17　太平洋地区流线分析图

（图中锯齿形线为脊线，间断线为槽线）

二、流线的概念与分析方法

流线是处处和风矢量相切的线,在流线图上:①流线用带箭头的黑色曲线表示,箭头方向为气流方向;②流线不能交叉,因为同一点上不可能有两个风向,但可以分支,因为在分支点上只有一个风向;③风速大的地方,流线应画密些;风速小的地方,则应画稀些;④流线除能起止于图的边缘外,也可起止于风向有急剧变化的地方。

三、流线图上常见的流场形式

1. 平直流线和波状流线

流线中最常见的是平直流线和波状流线。平直流线是由一束近于平行、略有弯曲的流线组成(如图 2-18(a)所示);波状流线相当于气压场中的波状槽脊(如图 2-18(b) 所示),反映了低纬大气中的波状扰动。在平直流线区,常会出现风速的极大值。

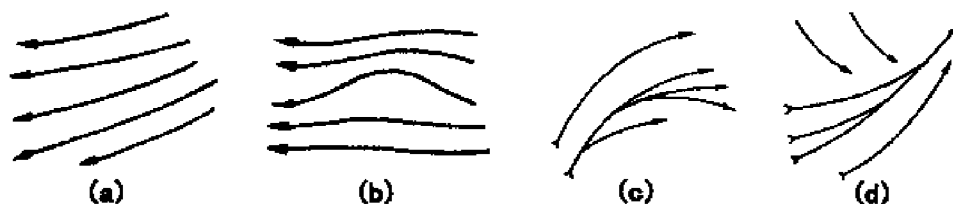


图 2-18　平直流线、波状流线和渐近线

2. 渐近线

渐近线指流线分支或汇合的线。当流线离开渐近线时呈辐散状,这种渐近线称为离散渐近线,如图 2-18(c)所示;当流线趋近渐近线时呈辐合状,这种渐近线称为汇合渐近线,如图 2-18(d)所示。汇合渐近线往往与一些活跃的对流天气(如积云、积雨云、阵雨等)相联系。

3. 奇异点

奇异点即流场中的静风点,在此点上风速为零,没有风向(也可认为有任意多个风向)。奇异点包括尖点、涡旋和中性点。尖点是波动向涡旋过渡的中间形式,其生命史很短,实际工作中常因资料不足分析不出来,故这里不作介绍。

1)涡旋

涡旋的流型包括流入气流、流出气流、气旋式气流和反气旋式气流等多种形式。通常,地面流场中主要有两种涡旋:辐合型的气旋式涡旋和辐散型的反气旋式涡旋。它们相当于气压场中的低压和高压,分别以符号“C” (Cyclone)和“A”(Anti - cyclone)表示。这种具有辐合点(汇)或辐散点(源)的流场,也称为单汇辐合流场(如图 2-19(a)、(b)所示)和单源辐散流场(如图 2-19(c)、(d)所示)。

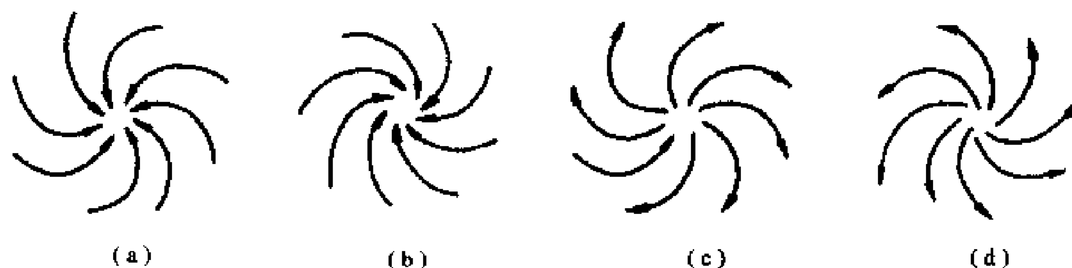


图 2-19　涡　旋

2）中性点

中性点即两条辐合渐近线与两条辐散渐近线的交点。它相当于气压场中的鞍形区。实际分析时，在两个气旋式涡旋（或槽与气旋）之间，或两个反气旋式涡旋（或脊与反气旋）之间都会出现中性点，如图2-20所示。



图2-20　中性点

第五节　气压系统随高度的变化

地面天气图和高空天气图上的现象是相互联系的，只有将各层次的天气图配合起来进行综合分析，才能全面认识大气运动，从而正确预报天气。为了了解各种不同层次天气图之间的联系，首先要了解气压系统的垂直结构。

由前面所学的大气静力学方程可知，气压随高度的变化与温度分布有关，温度越高，气压随高度减少越慢，单位气压高度差越大。下面就根据这一原理来讨论气压系统随高度的变化。

一、温压场对称的系统

温压场对称的系统是指地面图上温度场的冷暖中心与气压场的高低中心基本重合在一起的系统。温压场对称的系统有暖高压、冷高压、暖低压和冷低压四类。

1. 深厚系统

地面是高压，到高空仍保持为高压者，或地面是低压，到高空仍保持为低压者，称为深厚系统。暖高压和冷低压就是这类系统。

如图2-21（a）所示，在暖高压中，中心的温度比周围高，高压中心的气压随高度降低较四周慢，中心的单位气压高度差要比周围大。因此，随高度上升，等压面越向上凸起，高压不但维持，而且随高度有所增强。同样，由于冷低压中心的温度低，低压中心的单位气压高度差较四周小，因此，随高度上升，等压面越往下凹，低压不但维持而且随高度有所增强，如图2-21（d）所示。

实际大气中，副热带高压和高空冷涡就属于这类系统。

2. 浅薄系统

地面的高压、低压随高度增加而强度减弱，甚至转变成低压、高压者，称为浅薄系统。冷高压和暖低压就是浅薄系统。

如图2-21（b）所示，在冷高压中，中心的温度比周围低，其单位气压高度差比周围小，到一定高度后，高压中心的气压变得与周围相同（等压面变平），到更高层，等压面变得下凹，成为一个低压系统；而暖低压的情况则相反，如图2-21（c）所示。

我国夏季大陆上的热低压和冬季较高纬度地区的某些寒潮冷高压就属于这类系统。值得指出的是，热带气旋虽然也是一种暖性低压，但由于它在地面上的气压很低，等压面坡度很大，通常到300 hPa以上高度才转变成高压。因此，它不属于浅薄系统。

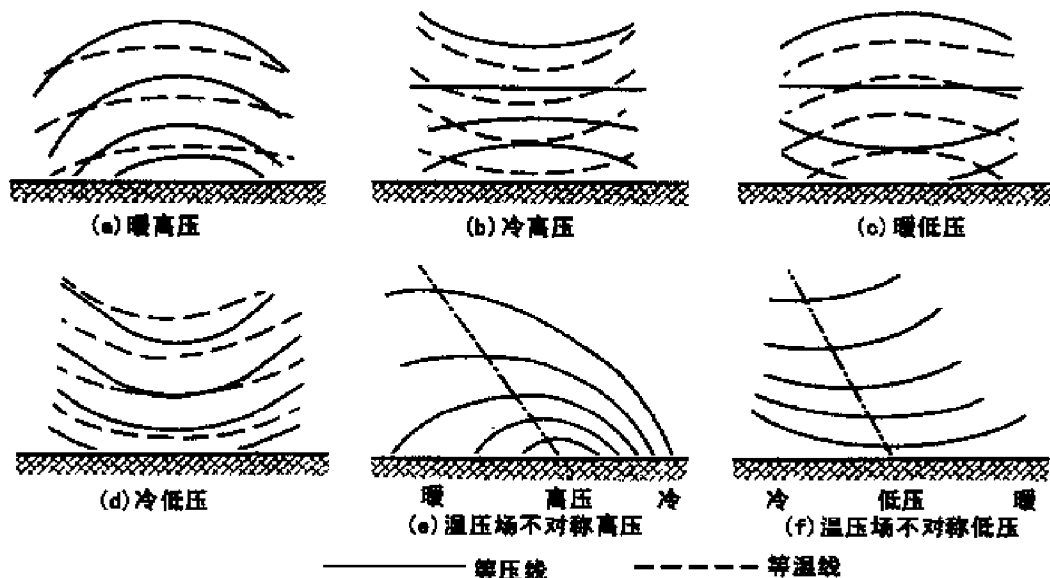


图 2-21　气压系统的结构(实线为等压线,虚线为等温线)

二、温压场不对称的系统

温压场不对称的系统是指地面图上冷暖中心与高低中心不重合的系统。

图2-21(e)和(f)即为不对称的高、低压系统在垂直剖面图上的情况。由图可见,由于温压场不对称,暖区一侧的单位气压高度差要比冷区一侧大,因此,高压中心越到高空就越向暖中心靠近,即高压中心轴线(同一气压系统在各高度上的中心点连线)向暖区倾斜。同理,低压中心轴线向冷区倾斜。在北半球中高纬地区,不对称的低压总是东暖西冷,不对称的高压总是东冷西暖,因此,高压中心轴线通常随高度向西南倾斜,低压中心轴线通常随高度向西北倾斜。南半球温压场不对称的高压中心轴线通常随高度向西北倾斜,低压中心轴线通常随高度向西南倾斜。在中纬地区,多数系统是温压场不对称的,因而轴线都是倾斜的,如发展阶段的温带气旋和反气旋就属于这类。

温压场不对称系统在地面图上虽是闭合的高压或低压,但往往到500 hPa等压面上,等高线就不闭合了,而成为槽脊形。这就可以解释为什么地面天气图上闭合系统多,而高空天气图上槽脊形系统多的原因了。

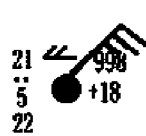
复习思考题

1. 何谓天气图?天气图分为几类?简述地面图的作用。

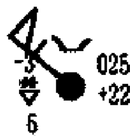
2. 写出地面图填图格式(如下图)中各阿拉伯数字所在位置应填写的符号,并说出各符号及箭矢、箭羽表示的含义。

	5	
1	6	10
2	7	11
3	8	12
4	9	13

3. 译出下列地面图填图符号的含义。

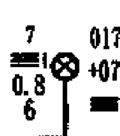


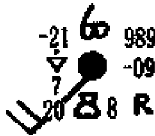


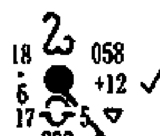


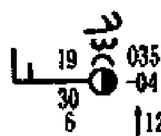


(1) (2) (3) (4)









(5) (6) (7) (8)

4. 试绘简图说明海平面气压场的几种形式。

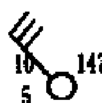
5. 说明地面图的主要分析项目。它们有哪些技术规定？

6. 何谓等压面？常用的等压面图有哪几层？所对应的平均海拔高度各为多少？

7. 为什么说等压面图上等高线的高(低)值区对应附近空间等高面上的高(低)压区？

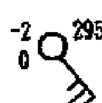
8. 何谓位势米？位势米与几何米有何不同？

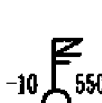
9. 说明下列高空图填图符号及数字的含义并指出等压面层次。













(1) (2) (3) (4) (5) (6)

10. 高空天气图的分析项目是什么？它们有哪些技术规定？

11. 高空切变线与槽线有何异同？

12. 何谓冷、暖平流和平流零线？在等压面图上如何判定温度平流的性质和强度？

13. 为什么热带地区分析流线而不分析等压线？热带流线图上基本流场形式有哪几种？绘图说明之。

14. 什么是浅薄系统和深厚系统？实际大气中属于浅薄系统和深厚系统的天气系统各有哪些？

15. 温、压场不对称的高压和低压随高度的变化情况如何？

16. 解释“高气压”和“低气压”在空间结构上的差别。

第三章　大气的运动

天气变化是由大气运动决定的。由于大气的运动，使不同地区之间、不同高度之间的热量和水分得以交换，不同性质气团之间得以相互作用，从而产生各种各样的天气。因此，要研究天气的变化，必须研究大气的运动。本章将分别介绍大气的水平运动、大气的垂直运动和大气稳定度、大气环流、季风环流和局地环流。

第一节　大气的水平运动

由牛顿第二定律可知，任何物体的运动都是受到力的作用，空气的运动也不例外。因此，研究空气的水平运动就必须从分析空气所受的力入手。

一、作用于空气质点的力

经分析，空气之所以产生水平运动，主要是因为空气质点受到水平气压梯度力、水平地转偏向力、惯性离心力和摩擦力的作用。重力对空气的水平运动不起作用。

1. 水平气压梯度力(Horizontal Pressure Gradient Force)

水向低处流，是因为存在水位差，从而产生了从水位高处指向低处的压力。同理，如果气压水平分布不均匀，就会产生一种由高压处指向低压处的压力，使空气从高压处流向低压处。

水平气压梯度就是一个表示气压水平分布不均匀程度的矢量。其方向是垂直于等压线由高压指向低压，其大小等于垂直等压线方向上单位距离内的气压差。其表达式为：

$$\vec{G} = -\frac{\Delta P}{\Delta n}\vec{n} \tag{3-1}$$

式中：$\vec{G}$ 为水平气压梯度，方向是垂直于等压线由高压指向低压；ΔP 为两相邻等压线之间的气压差；Δn 为两等压线之间的垂直距离；$\vec{n}$ 为单位矢量，仅表示方向；负号表示沿 $\vec{n}$ 方向气压是减小的，如图 3-1 所示。显然，$-\frac{\Delta P}{\Delta n}$ 恒大于零。

在地面天气图上，任意相邻等压线间的气压差值 Δp 是一定的，因此，天气图上等压线密集的地方，水平气压梯度大，等压线稀疏的地方，水平气压梯度小。

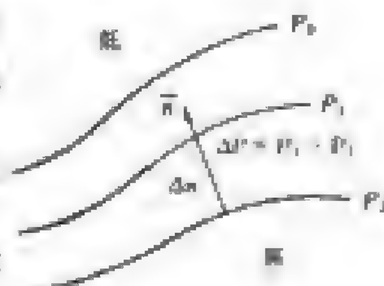


图 3-1　水平气压梯度

可以证明(此处略)，水平气压梯度的大小等于单位体积的空气在气压场中受到的水平方向的净压力。但在讨论空气运动时，往往不以单位体积的空气作为研究对象，而以单位质量的空气作为研究对象，通常把由于气压分布不均匀而作用在单位质量空气上的水平方向的净压力，称为水平气压梯度力。其表达式为：

$$\vec{G} = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta P}{\Delta n}\vec{n} \tag{3-2}$$

式中：ρ 为空气密度。

由式(3-2)可知,水平气压梯度力的大小与水平气压梯度成正比,而与空气密度成反比;水平气压梯度力的方向与水平气压梯度的方向相同,都是垂直于等压线由高压指向低压。

2. 水平地转偏向力(Horizontal Deflection Force of Earth Rotation)

在水平气压梯度力的作用下,空气就会开始运动,但天气分析实践表明,空气并不是沿着水平气压梯度方向运动的,而是沿接近平行于等压线的方向运动的。这说明,空气质点除受气压梯度力作用外,还受到使其偏离水平气压梯度方向的力的作用。经科学家科里奥利(Coriolis)的反复实验和研究发现,这个力是由于地球自转产生的,称为地转偏向力,又称科里奥利力,简称科氏力。

对于地球上以速度 $\vec{v}$ 运动着的空气质点来说,它所受到的地转偏向力 A 的大小为:

$$A = 2\Omega v \sin\varphi \tag{3-3}$$

式中:Ω 为地球自转角速度;φ 为空气质点所在的纬度。

地转偏向力的方向与空气运动方向垂直,在北半球,偏向物体运动方向的右侧,在南半球偏向运动方向的左侧,如图 3-2 所示。

由式(3-3)可知,地转偏向力的大小:1)与风速 $\vec{v}$ 的大小成正比,当空气相对于地面静止时不受地转偏向力的作用;2)与纬度的正弦成正比,在风速相同的情况下,地转偏向力随纬度的增高而增大,在两极地转偏向力最大,在赤道上地转偏向力等于零。由于地转偏向力始终与风向垂直,因此它只能改变风向,不能改变风速。

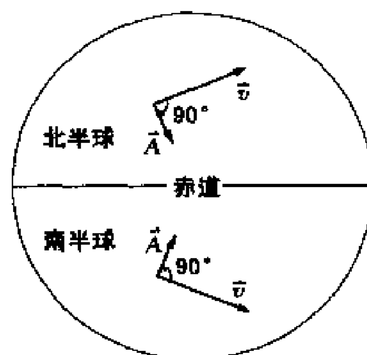


图 3-2 水平地转偏向力的方向

3. 惯性离心力(Inertial Centrifugal Force)

当空气做曲线运动时,还要受到惯性离心力的作用。惯性离心力的方向始终与风向垂直,并自曲线的曲率中心指向外缘(图 3-3),其大小与空气转动角速度 ω 的平方和曲率半径 r 成正比。因 $v=\omega r$,对于空气质点而言,惯性离心力的计算公式可写成:

$$C = \omega^2 r \quad 或 \quad C = \frac{v^2}{r} \tag{3-4}$$

即惯性离心力的大小与风速的平方成正比,与曲率半径成反比。

在实际大气中,运动的空气所受到的惯性离心力通常比地转偏向力小得多。但当风速很大,而曲率半径特别小时,它就可达到与地转偏向力差不多的大小,甚至大大超过地转偏向力。

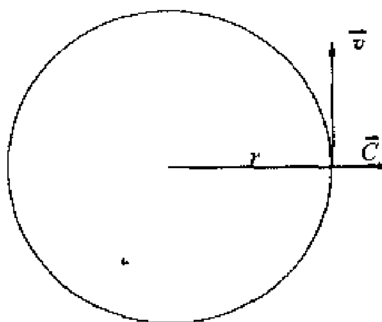


图 3-3 惯性离心力

4. 摩擦力(Friction Force)

空气运动时所受的摩擦力可分为内摩擦力和外摩擦力两种。内摩擦力是空气内部不同速度气层之间的摩擦阻力,这种力很小,通常忽略不计。外摩擦力($\vec{R}$)是地表对其上流动的空气施加的阻力,其方向与风向相反,大小与风速($\vec{v}$)和摩擦系数(k)成正比:

$$\vec{R} = -K\vec{v} \tag{3-5}$$

摩擦系数与地表面粗糙度有关。一般来说,摩擦系数在陆上大于海上,山上大于平原。

外摩擦力可通过内摩擦力作用逐渐向上传递,使上空各气层都间接受地面影响。这种影响以近地面层最为显著,随着高度的增加,其影响逐渐减弱,到距地面 1.0~1.5 km 以上,外摩

擦力已可忽略不计。故此高度以下的气层称为摩擦层,此高度以上的气层称为自由大气层。以上介绍的四种力都是作用于空气的力,但它们的作用不一样。水平气压梯度力是使空气产生水平运动的直接动力,是产生风的根本原因,而地转偏向力、惯性离心力和摩擦力都是在空气运动后才出现的。

二、自由大气中的风

1. 地转风

1)地转风的定义

地转风(Geostrophic Wind)是指在自由大气中,空气做直线运动的情况下,作用于空气质点的水平气压梯度力和水平地转偏向力平衡时形成的风。

2)地转风的形成

现以北半球为例来讨论地转风的形成。如图 3-4 所示,在等压线平直且疏密均匀的气压场中(各处的水平气压梯度力近似相等),原来静止的空气质点在水平气压梯度力的作用下,由高压向低压运动。它一开始运动,便受到地转偏向力的作用,地转偏向力迫使空气质点向右偏转(南半球向左偏转)。在 $\vec{G}$ 的作用下,空气的速率越来越大,地转偏向力也越来越大,并迫使空气质点不断向右偏转。当地转偏向力增大到与水平气压梯度力大小相等,同时方向与水平气压梯度力方向相反时,即合力为零时,地转风便形成了。

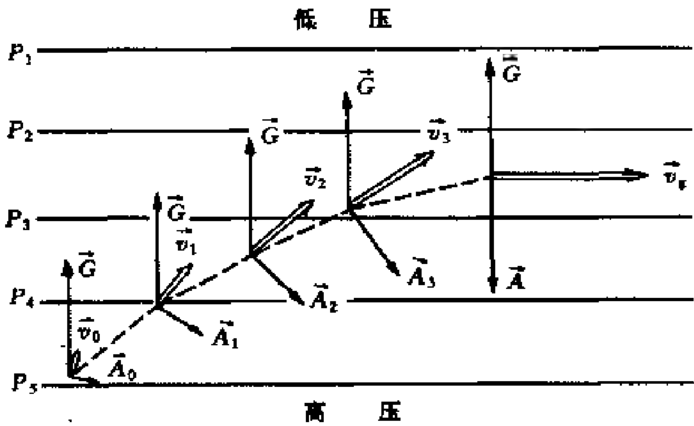


图 3-4 地转风形成示意图(北半球)

3)地转风的大小和方向

由图 3-4 可知,地转风形成时,水平气压梯度力和水平地转偏向力大小相等,即:

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\Delta P}{\Delta n} = 2\Omega v_g \sin\varphi$$

$$v_g = -\frac{1}{2\rho\Omega\sin\varphi}\frac{\Delta P}{\Delta n} \tag{3-6}$$

由式(3-6)可以看出,地转风速的大小:(1)与水平气压梯度成正比,即纬度和空气密度一定,等压线越密集,风速越大;(2)与空气密度成反比,即在水平气压梯度相同的情况下,越往高空,风速越大;(3)与纬度的正弦成反比,即在水平气压梯度和密度一定时,地转风速随纬度的减小而增大。但是,在低纬度地区因地转偏向力太小,无法与水平气压梯度力达到平衡,因此在赤道及附近的低纬度地区,地转风是不存在的。

由图 3-4 还可以看出,地转风形成时,其方向平行于等压线,背地转风而立,在北半球,高

压在右，低压在左。在南半球，高压在左，低压在右。这就是著名的风压定律，又称白贝罗(Buysballot)定律。

4)地转风速的计算

将 $\Omega=7.292\times10^{-5}S^{-1}$，$\rho=1.293\ \mathrm{kg/m^3}$(空气平均密度)，1 纬距 = 111 km 代入式(3-6)，则得到等高面上的地转风近似计算公式：

$$v_g=-\frac{4.78}{\sin\varphi}\frac{\Delta P}{\Delta n}\quad(\mathrm{m/s})\tag{3-7}$$

式中：$-\frac{\Delta P}{\Delta n}$为所求点附近垂直于等压线方向上单位距离内的气压差，单位为百帕/纬距。一般国外的地面天气图上相邻两条等压线的间隔为 4 hPa，若将 $\Delta P=-4$ hPa 代入式(3-7)，则得到下面更为简便的地转风计算公式：

$$v_g=\frac{19.1}{\Delta n\cdot\sin\varphi}\quad(\mathrm{m/s})\tag{3-8}$$

在地面天气图上，只要知道某点的地理纬度，同时量出该点附近相邻两条等压线之间的垂直距离(用纬距作单位)，利用式(3-8)则可求出该点附近的地转风速。为方便计算，我们按照式(3-8)计算了不同纬度、不同等压线间距的地转风速值，见附录 1。

下面举例说明在地面天气图上求地转风速的步骤。

例：求图 3-5 所示的气压场中 A、B、C 三点的地转风速。

解：求 A、B、C 三点的地转风速可分以下几步进行：

(1)过 A、B、C 三点作该区域内相邻等压线的公垂线。由于这 2 条等压线的曲率可能有差异，这条公垂线往往只能是近似的。量取这三条公垂线的长度(以纬距为单位)，量取时可参考附近相邻两条纬线(相距 10 个纬距)之间的长度。量取结果如下：

$$(\Delta n)_A=1.0\text{ 纬距}$$
$$(\Delta n)_B=1.7\text{ 纬距}$$
$$(\Delta n)_C=3.5\text{ 纬距}$$

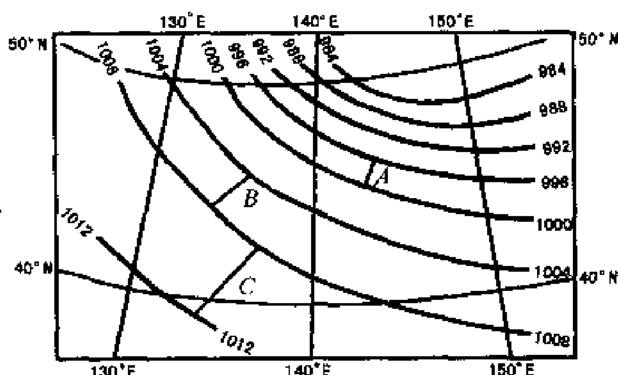


图 3-5 等高面上地转风速计算实例

(2)采用内插法推算 A、B、C 三点的纬度。推算结果如下：

$$(\varphi)_A=46^\circ$$
$$(\varphi)_B=44^\circ$$
$$(\varphi)_C=41^\circ$$

(3)将以上结果代入式(3-8)，或利用以上结果查附录 1，即可得到 A、B、C 三点附近一个纬距范围内的地转风速。计算结果如下：

$$(v_g)_A=\frac{19.1}{1.0\times\sin46^\circ}=26.6(\mathrm{m/s})$$

$$(v_g)_B=\frac{19.1}{1.7\times\sin44^\circ}=16.2(\mathrm{m/s})$$

$$(v_g)_C = \frac{19.1}{3.5 \times \sin 41°} = 8.4(\text{m/s})$$

地转风速除了用上述的公式法计算之外，还可以利用地转风尺计算。图 3-6 为可用于不同纬度的地转风尺。

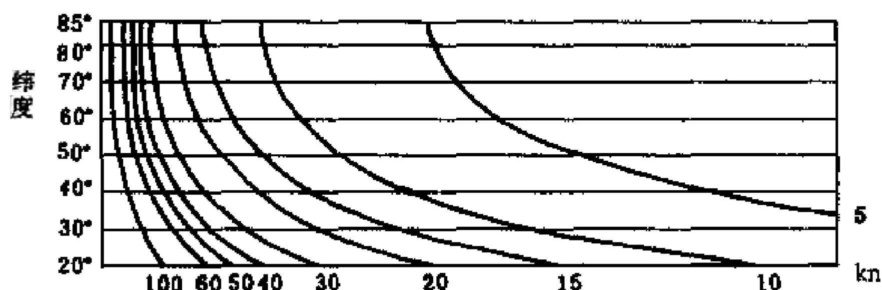


图 3-6 可用于不同纬度的地转风尺

2. 梯度风

1）梯度风的定义

梯度风(Gradient Wind)是指在自由大气中，空气做曲线运动时，作用于空气质点的水平气压梯度力($\vec{G}$)、水平地转偏向力($\vec{A}$)和惯性离心力($\vec{C}$)三力达到平衡时形成的风。

2）梯度风的方向

现以等压线为圆形的低压和高压为例来讨论 $\vec{G}$、$\vec{A}$、$\vec{C}$ 这三个力是怎样平衡的。

在低压区(如图 3-7 所示)中，$\vec{G}$ 总是沿着圆形等压线的半径方向，自外缘指向低压中心，而 $\vec{C}$ 始终沿半径自中心指向外缘，两者方向正好相反。

在一般情况下，空气运动的曲率半径很大，$\vec{C}$ 较 $\vec{G}$ 小得多，要使 $\vec{G}$、$\vec{A}$、$\vec{C}$ 三个力达到平衡，$\vec{C}$ 必须加上 $\vec{A}$ 才能与 $\vec{G}$ 相当，所以，地转偏向力 $\vec{A}$ 的方向必须与 $\vec{G}$ 相反，大小等于 $\vec{G}$ 与 $\vec{C}$ 之差，即 $|\vec{A}| = |\vec{G}| - |\vec{C}|$。

在北半球，$\vec{A}$ 垂直于风向指向右方，因此，低压中的梯度风一定是沿着等压线按逆时针方向吹(如图 3-7(a)所示)；在南半球，$\vec{A}$ 垂直于风向指向左方，因此，低压中的梯度风一定是沿着等压线按顺时针方向吹(如图 3-7(b)所示)。

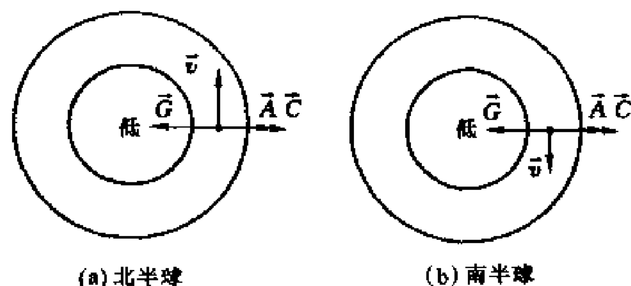


图 3-7 低压中的梯度风

在高压区中，$\vec{G}$ 的方向是自高压中心沿圆形等压线的半径指向外缘，与 $\vec{C}$ 的方向相同，要使 $\vec{G}$、$\vec{C}$、$\vec{A}$ 三力达到平衡，$\vec{A}$ 的方向必须与 $\vec{G}$ 相反，且 $|\vec{A}| = |\vec{G}| + |\vec{C}|$。

所以，北半球高压中的梯度风一定是沿等压线按顺时针方向吹(如图 3-8(a)所示)；南半

球高压中的梯度风一定是沿等压线按逆时针方向吹(如图3-8(b)所示)。

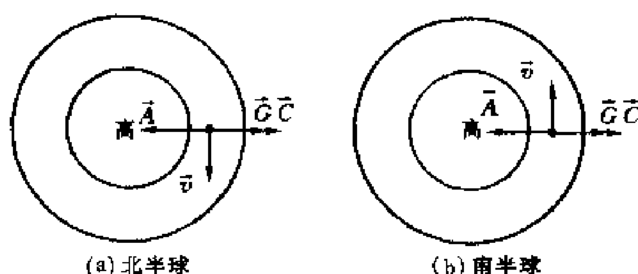


图3-8 高压中的梯度风

3)梯度风的大小

由前面的讨论可知,梯度风形成时,在低压区有$|\vec{A}| = |\vec{G}| - |\vec{C}|$,在高压区有$|\vec{A}| = |\vec{G}| + |\vec{C}|$,即:

$$2\Omega v_c \sin\varphi = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta P}{\Delta n} - \frac{v_c^2}{r} \tag{3-9}$$

$$2\Omega v_a \sin\varphi = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta P}{\Delta n} + \frac{v_a^2}{r} \tag{3-10}$$

式中:v_c、v_a 分别为低压区(气旋)和高压区(反气旋)的梯度风速;r 为曲率半径;ρ、φ、$-\frac{\Delta P}{\Delta n}$、$\Omega$ 的意义同前。

解以上两个一元二次方程,并去掉不合理的根,最后得到气旋和反气旋中的梯度风速如下:

$$v_c = -r \cdot \Omega \cdot \sin\varphi + \sqrt{r^2\Omega^2\sin^2\varphi + \frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta P}{\Delta n}\right)} \tag{3-11}$$

$$v_a = -r \cdot \Omega \cdot \sin\varphi - \sqrt{r^2\Omega^2\sin^2\varphi - \frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta P}{\Delta n}\right)} \tag{3-12}$$

上二式表明,梯度风速的大小与水平气压梯度、纬度的正弦、空气密度和空气运动的曲率半径有关。由于式(3-11)右边根号内总是正值,因此,在气旋中水平气压梯度$-\frac{\Delta P}{\Delta n}$不受限制,可以取任何值,风速也可以很大,这与实际情况是一致的。在式(3-12)中,根号内两项的正负号相反,要使计算有实际意义,必须有:

$$r^2\Omega^2\sin^2\varphi - \frac{r}{\rho}\left(-\frac{\Delta P}{\Delta n}\right) \geqslant 0 \quad 或 \quad -\frac{\Delta P}{\Delta n} \leqslant r\rho\Omega^2\sin^2\varphi \tag{3-13}$$

这表明反气旋中水平气压梯度具有限值,它不能大于$r\rho\Omega^2\sin^2\varphi$。取其最大值代入式(3-12),则得反气旋中的最大风速:

$$(v_a)_{max} = \Omega r \sin\varphi \tag{3-14}$$

从式(3-13)和式(3-14)得出以下结论:

(1)在一定的纬度上,反气旋中的水平气压梯度和梯度风的大小受反气旋的曲率所限制。曲率越大,r 越小,则水平气压梯度越小,梯度风速也越小。因此,反气旋边缘水平气压梯度和梯度风速较大,越接近反气旋中心,水平气压梯度和梯度风速越小,在中心附近微风或无风。

(2)当反气旋的曲率相同时,纬度越高,水平气压梯度和梯度风速越大。

根据上面讨论，在分析天气图时，低压中心附近的等压线应分析得密集些，而在高压中心附近，等压线应分析得比较稀疏。实际上大风的分布也是如此。大风区经常是在低压中心附近和高压的边缘区域，在高压中心附近风速很小。

此外，由图 3-7 和图 3-8 可以直观地看出，在水平气压梯度、曲率半径和纬度相同的情况下，三力平衡时，高压中的$|\vec{A}|$（$=|\vec{G}|+|\vec{C}|$）要比低压中的$|\vec{A}|$（$=|\vec{G}|-|\vec{C}|$）大，所以，在水平气压梯度、曲率半径和纬度相同的情况下，高压中的梯度风速要比低压中大，即 $v_a>v_g>v_c$。

4）梯度风速的计算

将 $\Delta P=-4$ hPa，$\rho=1.293$ kg/m^3，$\Omega=7.292\cdot10^{-5}S^{-1}$代入式(3-11)、式(3-12)，则得到两条等压线之间的气压差为 4 hPa 的任何地面天气图上梯度风计算公式：

$$v_c=-8.1r\cdot\sin\varphi+\sqrt{65.6r^2\sin^2\varphi+309.4\frac{r}{\Delta n}}\quad(\text{m/s})\tag{3-15}$$

$$v_a=-8.1r\cdot\sin\varphi-\sqrt{65.6r^2\sin^2\varphi-309.4\frac{r}{\Delta n}}\quad(\text{m/s})\tag{3-16}$$

在地面天气图上，只要知道某处等压线的曲率半径（以纬距为单位）、相邻两条等压线的垂直间距 Δn（以纬距为单位）及该处的纬度 φ，再根据等压线的弯曲性质（气旋性弯曲还是反气旋性弯曲），利用式(3-15)或式(3-16)，即可计算出该处的梯度风速值。

事实上实际大气中的风更接近于梯度风，因此用梯度风计算公式估算实际风速比地转风计算公式估算要精确。但因为空气运动的曲率半径难以确定，而地转风计算公式简单、使用方便，所以在实际风速的估算中广泛使用地转风计算公式。但对热带气旋尺度的运动，采用梯度风近似法估算实际风比地转风近似法效果要好。

三、摩擦层中的风

1. 摩擦力对风的影响

上述的地转风与梯度风都没有考虑摩擦力的作用，这在自由大气中是适合的。在地表附近的低层（地面至 1.0～1.5 km 高度）大气中，摩擦作用显著，摩擦力对空气运动的影响必须考虑。

如图 3-9，等压线为直线，惯性离心力 $\vec{C}=0$，此时运动的空气质点将受到 $\vec{G}$、$\vec{A}$、$\vec{R}$ 三个力的作用。当空气质点在 $\vec{G}$ 作用下开始运动时，就产生了 $\vec{A}$ 和 $\vec{R}$。在北半球，$\vec{A}$ 垂直于速度 $\vec{v}$ 指向右方，$\vec{R}$ 与 $\vec{v}$ 的方向相反，在 $\vec{A}$ 的作用下，空气质点的运动方向逐渐偏离 $\vec{G}$ 的方向向右偏转，速度不断增大，但在达到风向与等压线平行之前，$\vec{A}$ 与 $\vec{R}$ 的合力却已和 $\vec{G}$ 达到平衡了，即 $\vec{A}+\vec{R}=-\vec{G}$。这时的实际风不与等压线平行，而与其有一个交角 β。由图可以看出，这时的水平地转偏向力 $\vec{A}$ 小于水平气压梯度力 $\vec{G}$。面面，此时的实际风风速$\vec{v}$小于地转风风速$\vec{v}_g$。

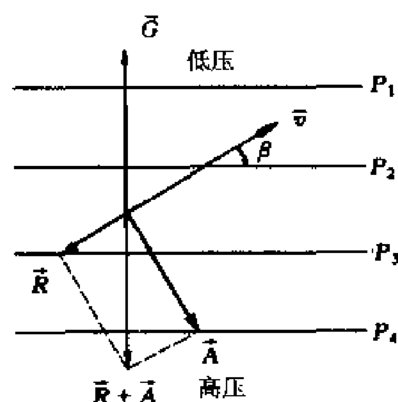


图 3-9 摩擦力对风的影响（北半球）

由上可见，摩擦力不仅使风速减小，而且使风向偏离等压线从高压一侧吹向低压一侧，摩擦力越大，风速减小越显著，风向与等压线的交角越大。因此，自由大气中的风压定律在摩擦

层中修改为：背风而立，在北半球，高压在右后方，低压在左前方；在南半球，高压在左后方，低压在右前方。

由于受摩擦力的影响，在北半球近地层，低压区的空气沿逆时针方向穿越等压线往内流，高压区的空气沿顺时针方向穿越等压线往外流；在南半球近地层，低压区的空气沿顺时针方向穿越等压线往内流，高压区的空气沿逆时针方向穿越等压线往外流，如图 3-10 所示。

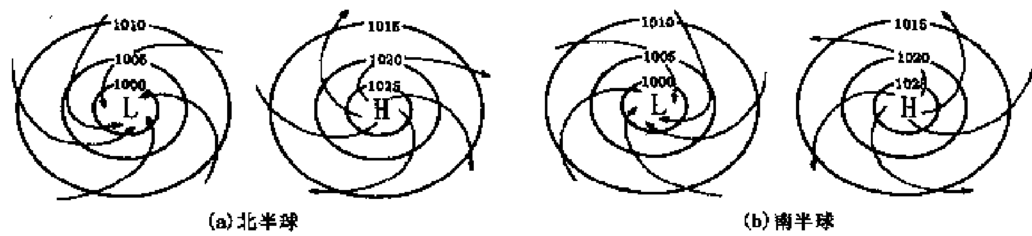


图 3-10 南北半球高低压区的风

从流场的角度看，低压又称为气旋，高压又称为反气旋。

2. 海面实际风的确定

在摩擦层中，实测风风向与等压线间的交角取决于地面粗糙度、大气稳定度和纬度三个因素。地面粗糙度越大，稳定度越大，纬度越低时，交角越大；反之，地面粗糙度越小，稳定度越小，纬度越高时，交角越小。陆地粗糙度比海面大，因此，陆地上的交角比海面大得多。据统计，实测风向与等压线的交角在海上为 10° ~20°，陆地上为 30° ~45°。浪大时，海面粗糙度增加，交角也会有所增加。海面上实际风速约为地转风速的 60% ~70%，陆面上实际风速约为地转风风速的 30% ~50%。计算海面实际风速 v_0 时，通常可先采用地转风公式或地转风尺，计算出地转风 v_g，然后再乘以 65%，即 $v_0 = v_g \times 65\%$。

3. 摩擦层中风随高度的变化

在气压场不随高度改变的前提条件下，风随高度的变化主要是由摩擦力随高度的变化而引起的。从摩擦层下部边界至 30 ~50 m(不超过 100 m)高的气层，称为近地面层。观测及理论研究都表明，在这一层中风向随高度的改变不明显；风速随高度的改变则主要与气层是否稳定有关。当气层不稳定时，有利于上下层空气的动量交换，使上下层风速差变小；如果气层稳定，则风速随高度变化要明显一些。例如在逆温层上下，往往可以观测到较大的风速差异。

从近地面层顶向上至摩擦层顶的气层，称为上部摩擦层。在这一层中，风速一般随高度增加而增大，风向在北半球随高度增加而逐渐向右偏转，在南半球则向左偏转，当高度达到摩擦层顶附近时，风向和风速则逐渐趋近于地转风了，如图 3-11 所示。图中 $\vec{v}_0$、$\vec{v}_{100}$…$\vec{v}_{1000}$ 分别为地面风、100 m 高度上的风…1 000 m 高度上的风。

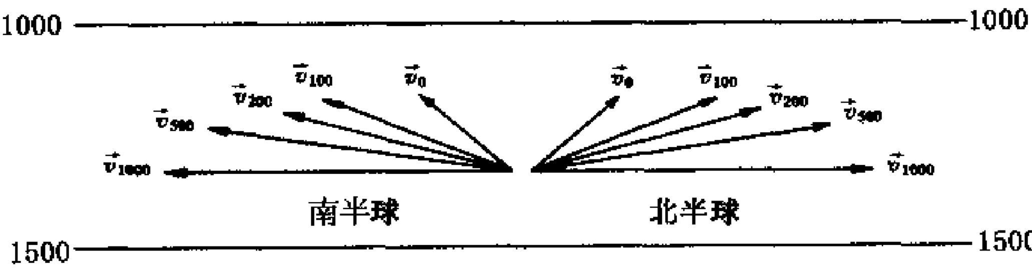


图 3-11 摩擦层中风随高度的变化

第二节　大气的垂直运动和大气稳定度

垂直运动包括上升运动和下沉运动。空气作垂直运动时，体积会发生很大变化，从而引起温度的改变，水汽的凝结或蒸发。垂直运动可使大气中的水汽、热量、尘埃等在垂直方向上发生交换。在上升运动区往往会出现云雨甚至雷暴等恶劣天气。因此，研究空气的垂直运动在气象学中具有重要意义。

一、垂直运动的原因和类型

大气中的任何一个气块，在垂直方向主要受到两个力的作用，一个是重力，方向向下，另一个是浮力（垂直气压梯度力），其方向向上，当这两个力相等时，大气处于静力平衡状态。当重力与垂直气压梯度力不平衡时，气块就会受到向上或向下的力，而产生垂直运动。由于引起重力和垂直气压梯度力不平衡的原因各异，所造成的垂直运动的速度、范围等情况也不相同。大体上可把垂直运动分为两类：对流运动和系统性垂直运动。

1. 对流运动

在气象学上，对流是指空气有组织的、强烈的上升运动和下沉运动。对流运动所占的范围较小，一般为几公里到几十公里；持续时间较短，一般为几十分钟到几小时；对流的垂直速度较大，一般为 1～10 m/s，甚至可达十几米／s。

对流一般可分为热力对流和动力对流两类。由于下垫面局部受热不均匀引起的对流，称为热力对流，通常发生在低层气温剧烈增高或高层温度冷却时；由于地形强迫抬升、锋面抬升以及系统性辐合上升运动触发引起的对流，称为动力对流。

2. 系统性垂直运动

系统性的垂直运动往往是由于水平辐散、辐合或锋面、地形的抬升作用而引起的。

1）水平辐散、辐合引起的垂直运动

水平辐散是指由于水平运动使空气质量发生疏散的现象；水平辐合是指由于水平运动使空气质量发生堆积的现象。

通常在下列两种情况下会造成空气的水平辐散或辐合：

（1）风速相等，但风向不同。如风向往某一地区汇合，将造成该地区空气质量堆积——水平辐合；如风向从某一地区向外疏散，则会造成该地区空气质量疏散——水平辐散。

（2）风向相同，但风速不等。在同一方向上，若前面的风速小于后面的风速，则会在该区域出现空气质量堆积——水平辐合；反之，为水平辐散。

在低压系统中，由于地面摩擦作用，风向偏离等压线指向低压一侧，空气从四周流入中心，因而在低压系统中为水平辐合，伴随上升运动（图 3-12(a)所示）；在高压系统中，由于地面摩擦作用，低层为水平辐散，伴随下沉运动（如图 3-12(b)所示）。因此，低压区多阴雨天气，高压区多晴好天气。

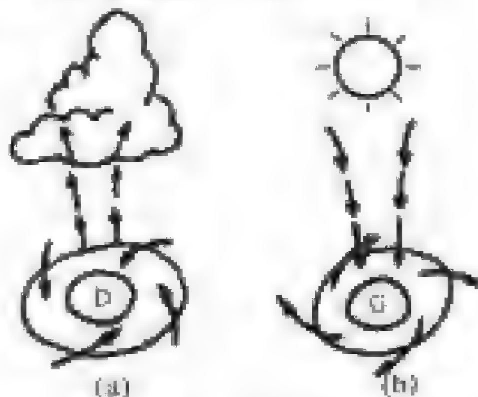


图 3-12　高、低压区的水平辐合、辐散与垂直运动

这种垂直运动的速度较小，常为 1 ~ 10 cm/s；持续时间较长，一般为几小时到十几小时，甚至可达几天；水平范围较广，可达数百公里。

2）锋面上的垂直运动

锋面上的垂直运动详见第四章。

3）地形引起的垂直运动

当气流遇到横向长条山脉时，在山脉的迎风坡上，由于地形机械抬升作用而产生上升运动，在背风坡则出现下沉运动。山脉坡度越陡，上升运动越强；气流方向与山脉走向的交角越近于 90°，上升运动也越强。

当吹向岸风时，因摩擦力增大，风速减小，海岸线附近有气流辐合，可产生系统性上升运动；当吹离岸风时，则因摩擦力减小，风速稍增，在海岸线附近有气流辐散，产生下沉运动。

二、垂直运动中气温的绝热变化

1. 干空气的绝热变化

从物理学上知道，如一系统状态发生变化时，此系统与周围环境不发生热量交换，则这种变化过程称为绝热过程。大气中发生的过程实际上都不是绝热的。由于空气的热导率很小，空气块在垂直运动中所经的时间很短，故运动着的空气块与周围空气间的热量交换很少。因此，我们可以把空气的垂直运动过程近似看成是绝热过程。

干空气所进行的绝热变化过程称为干绝热过程。在这种过程中，气块上升时，由于外界压强减小，它体积膨胀，对外做功，消耗内能，使其温度降低；气块下沉时，由于外界压强增大，它体积缩小，外界对它做功，使它的内能增加，本身温度升高。

干空气在绝热升降过程中，每上升（或下沉）100 m 温度降低（或升高）的度数定义为干空气温度的绝热垂直递减率，简称干绝热直减率，以 γ_d 表示。$\gamma_d \approx 1℃/100\ m$。在干绝热过程中，气块每上升 100 m，温度降低 1℃，气块每下沉 100 m，温度升高 1℃。

2. 湿空气的绝热变化

未饱和的湿空气块绝热上升时，因体积膨胀，消耗内能，其本身温度降低，相对湿度逐渐增大，到达一定高度，相对湿度达 100%，就变为饱和状态。一般情况下，空气达饱和状态，就开始发生凝结。因此，把未饱和湿空气绝热上升到变为饱和状态的那个高度，称为凝结高度。

在凝结高度以下，空气是不饱和的，在绝热升降过程中，它的温度是按干绝热直减率变化的。在凝结高度以上，情况则不同。

空气绝热上升到凝结高度，已达饱和状态，此时空气块继续上升，体积不断膨胀，温度继续降低，将不断有水汽凝结。水汽凝结，要释放凝结潜热。在绝热上升过程中，释放出的潜热加热气块本身，抵消了部分因上升体积膨胀引起的降温。因此，饱和湿空气绝热上升时，其温度随高度降低的速率要比干绝热直减率小。我们把饱和温空气每上升 100 m 温度降低的度数定义为湿空气温度的绝热垂直递减率，简称湿绝热直减率，以 γ_m 表示。它与 γ_d 不同，是一个变量，随温度和气压而变，主要决定于温度。

一般情况下，为简便起见，把 γ_m 作为定值看待，即 0.5℃/100 m 或 0.6℃/100 m。它的便始终小于 γ_d。

饱和温空气绝热下沉时，温度的变化也有两种情况。如果饱和空气中含有水滴或冰晶，在下沉过程中由于水滴的蒸发和冰晶的升华要消耗一部分热量，因而它将按 γ_m 增温；如果饱和湿空气中已不含水滴或冰晶，它下沉时就因增温变为未饱和空气，其下沉增温速率同 γ_d。

三、大气稳定度

1. 大气稳定度的概念

大气稳定度(Atmospheric Stability)又称大气静力稳定度(Static Stability)或大气层结稳定度。它是指在静力平衡状态的大气中,空气块受到外力因子的扰动在垂直方向上离开初始位置后,大气层结(大气中温度和湿度垂直分布)有使其返回或远离原来平衡位置的趋势或程度。

不同的温度和湿度层结对发生在其中的垂直运动的作用是不同的。在静止大气中,当某一气块受到外力作用后,产生了垂直上升或下沉运动,若它移动后,大气层结使它产生减速运动,并且有返回原来位置的趋势,这种大气层结是稳定的;若气块移动后,大气层结使它产生加速运动,并且有远离原来位置的趋势,这种大气层结是不稳定的。若气块移动后,大气层结既不使它加速也不使它减速,这种大气层结是中性的。

大气稳定度并不表示大气本身已有的垂直运动,而是用来描述大气层结对某上升或下沉的气块起什么作用的一个概念。这种作用只有在气块受到外力的冲击之后才表现出来。研究大气稳定度的目的就在于判断大气层结是否有利于对流运动的发展并找出判据。

2. 大气稳定度的判据

大气层结是否稳定,最简单的鉴别方法是"气块法"。当某一气块的温度与周围空气温度有差别时,则该气块所受到的重力与浮力的合力就不为零,它就会产生向上或向下的垂直加速度。不管气块是否饱和,当其受到外力冲击产生垂直运动时,只要气块本身的温度直减率(γ_m 或 γ_d)与周围大气的温度直减率(γ)不一致、气块到达新位置时,它的温度就会与周围空气的温度有差别,就会引起向上或向下的加速度。因此,大气层结是否稳定,取决于 γ_m 与 γ 或 γ_d 与 γ 的对比关系。

下面举例说明。在图 3-13 中,设 A、B、C 三个未饱和空气块均位于 200 m 高度上,温度都是 12℃。当三个气块作升降运动时,其温度都按 γ_d 变化,而周围空气的温度直减率(γ)分别为 0.8℃/100 m,1.0℃/100 m 和 1.2℃/100 m。

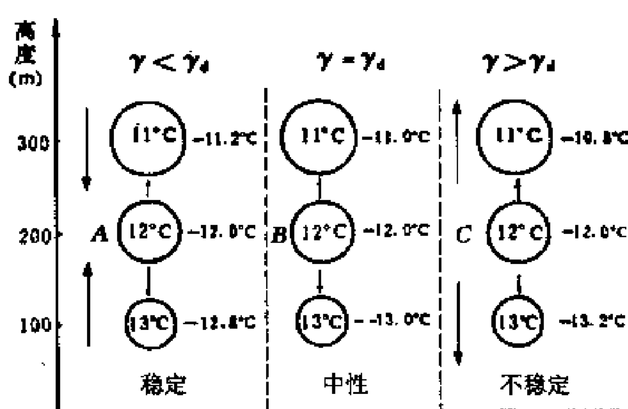


图 3-13　未饱和气块的稳定度

气块 A 受到外力作用后,如果上升到 300 m高度,则本身的温度(11℃)低于周围空气的温度(11.2℃),气块相对较重,此时重力与浮力的合力向下,气块向上的速度减小并有返回原位置的趋势;若气块 A 从 200 m 降到 100 m 高度,则本身的温度(13℃)高于周围空气的温度(12.8℃),气块相对较轻,此时重力与浮力的合力向上,气块向下的速度减小,并有返回原位置的趋势。由此可见,当 $\gamma < \gamma_d$ 时,大气层结处于稳定状态。

气块 B 受到外力作用后,不管上升或下降,其本身温度与周围空气的温度总是相等,此时重力与浮力的合力为零,气块既不加速也不减速。由此可见,当 $\gamma = \gamma_d$ 时,大气层结处于中性状态。

气块 C 受到外力作用后,到达 300 m 高度时,气块本身的温度(11℃)高于周围空气的温度(10.8℃),气块相对较轻,此时重力与浮力的合力向上,气块将加速向上运动,远离原位置;

若从 200 m 降到 100 m 时，气块本身的温度(13℃)低于周围空气的温度(13.2℃)，气块相对较重，重力与浮力的合力向下，气块将加速下沉，远离原位置。因此，当 $\gamma > \gamma_d$ 时，大气层结处于不稳定状态。

同理，饱和空气作垂直升降运动时，若 $\gamma < \gamma_m$，大气层结处于稳定状态；若 $\gamma = \gamma_m$，大气层结处于中性状态；若 $\gamma > \gamma_m$，大气层结处于不稳定状态。

通过以上讨论，可以得出以下两点结论：

(1) γ 越大，大气层结越不稳定；γ 越小，大气层结越稳定；当 $\gamma < \gamma_m < \gamma_d$ 时，不论空气是否达到饱和，大气层结总是处于稳定状态，因而称为绝对稳定；当 $\gamma > \gamma_d > \gamma_m$ 时，不论空气是否达到饱和，大气层结总是处于不稳定状态，因而称为绝对不稳定。

大气层结不稳定有利于对流运动的发展。大气层结很稳定时(如存在逆温层时)，将抑制对流的发展。

(2) 当 $\gamma_m < \gamma < \gamma_d$ 时，对于作垂直运动的饱和空气来说，大气层结处于不稳定状态；对于作垂直运动的未饱和空气来说，大气层结又是处于稳定状态。大气层结的这种状态称为条件性不稳定。

绝对不稳定的情形多发生在夏季午后。因为太阳辐射增热，近地面层气温显著升高，而上层气温变化很小，导致 γ 增大，达到 $\gamma > \gamma_d$，这时，如其他条件合适，则很容易产生雷阵雨。一般陆上的热雷雨发生在午后至傍晚，面海上的热雷雨多发生在后半夜至清晨。

绝对稳定的情形一般发生在逆温层附近。在这种情况下，大气的对流及上升运动受到阻碍，云体将在稳定气层的下方平衍，伸展为层状云。如逆温层在低层，则有利于雾的形成。

条件性不稳定是最常见的。在这种情况下，对流能否发展主要取决于气层中水汽含量的多少。图 3-14 是条件性不稳定大气的对流发展示意图。图中实线代表层结曲线(γ)，即大气温度随高度的变化曲线，虚线和点画线分别代表干绝热线(γ_d)和湿绝热线(γ_m)，即气块作垂直升降过程中本身温度发生的变化曲线，统称为状态曲线。图中 ACD 段的 γ，满足 $\gamma_m < \gamma < \gamma_d$。

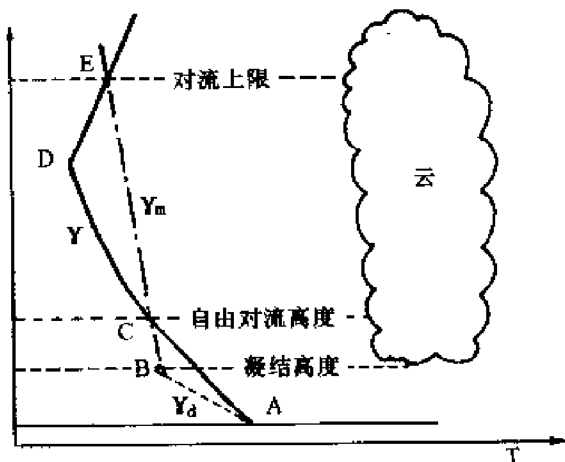


图 3-14　条件性不稳定大气的对流发展示意图

假设位于 A 点的未饱和气块在外力作用下，沿干绝热线(γ_d)被强迫抬升至 B 点，达到饱和状态，则 B 点所在的高度称为抬升凝结高度。由 B 点向上，气块沿湿绝热线(γ_m)上升，至 C 点与曲线相交。自 C 点向上，$\gamma > \gamma_m$，气块的温度高于周围的环境温度，因此，不需要外力抬升，气块就可以获得向上的垂直加速度而自由上升了；在 C 点以下，气块的温度低于环境温度，必须有外力抬升才能上升，故 C 点所在的高度，称为自由对流高度。显然空气中水汽含量越多，凝结高度和自由对流高度越低，对流越易发展；反之，空气中水汽含量越少，凝结高度和自由对流高度越高，对流越不容易发展。

气块沿 γ_m 线继续上升，在 E 点，状态曲线与层结曲线再次相交，当气块到达 E 点以上时，由于气块本身的温度低于周围空气的温度，气块所受到的重力与浮力的合力是向下的，上升运动将逐渐减弱，故称 E 点所在的高度为对流上限，即对流所能达到的最大高度。它大致相当

于对流云云底的高度。

四、大气中的逆温

1. 逆温的概念和对天气的影响

对流层大气的温度一般是随高度而下降的($\gamma>0$)。但是在某些特殊条件下，某些气层的温度会随高度而上升($\gamma<0$)，这种现象称为逆温。产生逆温的气层称为逆温层。逆温层好像一个"盖子"，对上下空气的对流起着削弱和抑制作用。当逆温出现在空中某高度时，被抬升的上升气流很难突破它，而在其下形成层状云。当逆温出现在低空时，悬浮在大气中的水汽、烟尘、杂质及有害气体受其阻挡而聚集在低层，导致空气质量下降，能见度恶化。因此逆温层又称为阻塞层。可见逆温对天气有着重要的影响。

2. 逆温的分类

按照产生逆温的原因，将逆温分成以下几类：

1)辐射逆温

经常发生在晴朗无风的夜间。在晴朗无风的夜间，由于地面有效辐射很强，近地面层气温迅速下降，而高处气层降温较少，从而出现上暖下冷的逆温现象。这种逆温黎明前最强，日出后自上而下消失。

2)平流逆温

暖空气水平移动到冷的地面或气层上，由于暖空气的下层受到冷地面或气层的影响而迅速降温，上层受影响较少，降温较慢，从而形成逆温。这种逆温主要出现在中纬度沿海地区。

3)地形逆温

由于局部特殊的地形条件造成的，主要发生在盆地和谷地中。夜间山坡附近的空气因辐射冷却而向谷底下沉，谷底原来的较暖空气被冷空气抬挤上升，从而出现温度的倒置现象。

4)下沉逆温

在高压控制区，高空存在着大规模的下沉气流，由于气流下沉的绝热增温作用，致使下沉运动的终止高度出现逆温。这种逆温多见于副热带反气旋区，它的特点是范围大，不接地面出现在某一高度上。

5)锋面逆温

形成于冷暖空气交界的过渡层内。锋面是一个倾斜的面，无论是冷锋还是暖锋，暖空气总是在冷空气的上面，所以在冷空气区能观测到逆温。

6)乱流逆温

由于低层空气的乱流混合作用而形成。它总是发生在摩擦层的中上部及自由大气底部。

第三节　大气环流

一、大气环流的概念

大气环流(General Circulation)所包含的内容比较广泛，至今还没有公认的十分明确的定义，但通常所说的大气环流是指具有世界规模的、大范围的大气运行现象，既包括其平均状态，也包括其瞬时状况。大气环流反映了大气运动的基本状态和基本特征，是各种不同尺度天气系统活动的基础。一般所谓的天气系统是大气环流的组成部分，而各种特定的天气过程是以某种大气环流为背景的。因此，大气环流不仅决定各地的天气类型，同时还决定各地区气候的

形成及特点。因此要深刻理解各种天气系统发生、发展和移动规律，掌握世界海洋气候的特征，就必须掌握一定的大气环流基本知识。

由于在高空，尤其是高纬高空，地转风关系近于准确，故常同时用流场和气压场讨论大气环流问题。

二、大气运动的尺度

大气运动的形式多种多样，各种不同的天气系统所占的空间范围大小不同，其活动的时间长短也不相同。所谓大气运动“尺度”就是指天气系统空间范围的大小和活动时间的长短。前者称为空间尺度，后者称为时间尺度。大气中，不同尺度运动系统之间相互联系、相互作用而构成了大气环流的总体。

1996 年，大气科学名词审定委员会按空间尺度和时间尺度将天气系统分为五类：

1. 行星尺度系统

如副热带高压、热带辐合带、超长波等，水平尺度为 3 000 ~ 10 000 km（与地球半径同量级），时间尺度在 3 天以上。

2. 天气尺度（大尺度）系统

如锋面气旋、移动性高压、热带气旋、东风波等。其水平尺度为 1 000 ~ 3 000 km，时间尺度为 1 ~ 3 天。

3. 次天气尺度（中间尺度）系统

如热带云团。其水平尺度为 200 ~ 2 000 km，时间尺度为 10 h ~ 1 天。

4. 中尺度系统

如飑线、山谷风、海陆风等。其水平尺度为 10 ~ 300 km，时间尺度为 1 ~ 10 h。

5. 小尺度系统

如龙卷、积雨云等。其水平尺度为 2 ~ 20 km，时间尺度为 10 min ~ 3 h。

在有些书刊中，也有将天气系统分为行星尺度、大尺度、中尺度、小尺度四类的。

三、大气环流的简单模式

大气环流是大气运动的基本状态的表征，它的形成和维持是由许多因子决定的，包括太阳辐射、地球自转、地表特征（海陆分布和地形差异）等。

1. 单圈环流

为了研究方便，我们先作如下假设：①地表均一；②地球不自转；③太阳直射赤道（不移动）。在这三个假设前提下，我们仅考虑太阳辐射一个因子对大气环流的影响。

大气环流的直接能源来自下垫面的加热、水汽相变的潜热加热和大气对太阳短波辐射的少量吸收，然而其最终的能量来源还是来自太阳辐射。但不同纬度接收到的太阳辐射不同，在南北纬 40°以内的中低纬地区得到的辐射比失去的辐射多，净辐射为正，而在南北纬 40°以外的中高纬地区得到的辐射比失去的辐射少，净辐射为负。因此，低纬度大气受到加热，高纬度大气受到冷却。低纬度大气因加热膨胀上升，在高空流向高纬和极地；高纬度大气因冷却收缩下沉，在低空流向低纬和赤道。于是便形成了暖空气自赤道上空流向极地，冷空气在低空从极地流向赤道的一个大环流圈，如图 3-15 所示。这种环流一般称为“单圈环流”，又称为直接热力环流。



图 3-15　单圈环流示意图

2. 三圈环流和行星风带

1）三圈环流

“单圈环流”实际上是不存在的，因为地球在不断地旋转着，这种大规模的空气运动不能不考虑地球自转的作用。下面我们在单圈环流的基础上，再来考虑地球自转的情况。这里仍假定地表是均匀的。

在地转偏向力的作用下，北半球赤道地区上升的暖气流，在高空由南向北流动的过程中不断向右偏转，气流的南风分量逐渐减小。到了 30°N 附近，地转偏向力已增大到与水平气压梯度力相等的程度，则气流方向转为大致与纬圈平行（偏西风）。偏西风的形成阻碍了从赤道上空源源不断流来的空气继续北进，加上气流在北进过程中的辐射冷却，致使 30°N 附近上空空气质量堆积并产生下沉运动，形成了一个高压区，称为副热带高压。低空自副热带高压区流出的空气分别向南、北流去。

向南的一支气流在地转偏向力的作用下变为东北风，称为东北信风，它补充了赤道附近的上升气流，构成了一个低纬闭合环流圈。

从副热带高压区向北去的一支气流，在地转偏向力的作用下，方向不断右偏逐渐变成了西南风。同理，在北极地区下沉的气流，在地面层向南流的过程中也要向右偏逐渐转变为东北风，这支东北风与从中纬度来的西南风在 60°N 附近汇合，形成了锋面（极锋）。锋面上的暖湿西南气流在冷干的东北气流上方爬升，到了高空又分为南北两支。向北的一支逐渐转变成偏西风，到极地变冷下沉，补偿了极地地面南流的空气。这样在高纬地区也形成了一个环流圈，一般称极地环流圈（高纬环流圈）。

从 60°N 附近高空向南的一支气流，逐渐转变为具有北风分量的西风气流，在副热带地区下沉，构成了中纬闭合环流圈，如图 3-16 所示。

由图 3-16 可见，整个半球范围从南到北出现了所谓的“三圈环流”。低纬的环流圈，由于它是暖处上升，冷处下沉，因此，一般又称之为“正环流”、“直接环流”或“哈得来环流（Hadley cell）”；而中纬度的环流圈是暖处下沉，冷处上升，一般又称为“反环流”、“间接环流”或“费雷尔环流（Ferrel cell）”；高纬的环流圈，又称“极地环流圈（Polar cell）”。与低纬环流圈一样，也是一个直接热力环流。与三圈环流模式对应的地面气流，在低纬和极地附近大致是东风带（东北风），而在中纬度是西风带（西南风）。

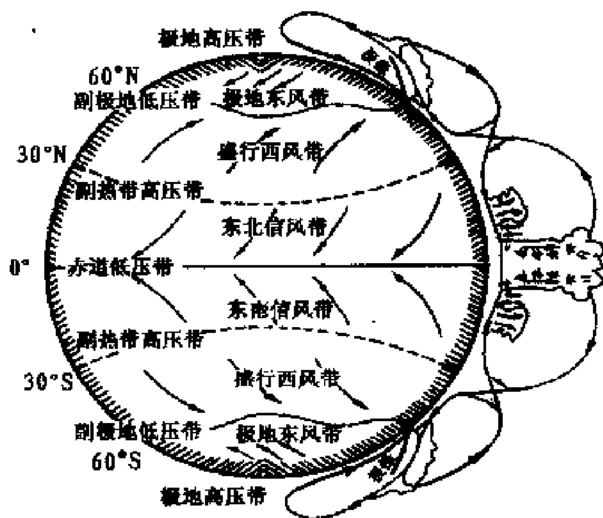


图 3-16　三圈环流、地面行星风带和气压带示意图

在南半球，同样存在着低纬、中纬、高纬三个环流圈。因为南半球的地转偏向力使气流向左偏转，所以环流的方向与北半球不同。

2）行星风带

由上述讨论可知，如果地表性质均匀，在自转的地球表面上，自赤道向极地依次出现了 4 个气压带：赤道低压带、副热带高压带、副极地低压带和极地高压带。

在上述气压分布的情况下，受地转偏向力的作用，南北半球近地面层中形成了与气压带相

适应的呈纬向带状分布的风带，称行星风带。地面行星风带有：信风带、盛行西风带、极地东风带、赤道无风带和副热带无风带。气压带和行星风带的分布如图 3-16 所示。由于水平气压梯度的存在，自副热带高压带流向赤道的一部分气流在地转偏向力的作用下，在北半球形成东北风，在南半球形成东南风。因这个地区的风向和风力都少变，故称为信风(Trade Wind)。自副热带高压流向副极地低压带的气旋，在地转偏向力的作用下，在南北半球均形成了偏西风气流，即所谓的盛行西风带。在南半球，因海洋广大，西风风向稳定、风力强，故称咆哮西风带。自极地高压向南(北)辐散的气流，因地转偏向力作用变成偏东风，故称极地东风带。

四、实际海平面气压场的特征

上述的行星风带是假定地表性质均匀的情况下形成的，而实际情况则因海陆分布、地形起伏而变得非常复杂。下面我们从 1 月和 7 月海平面气压平均分布图(如图 3-17 和图 3-18 所示)来看冬、夏大气环流的平均概况。

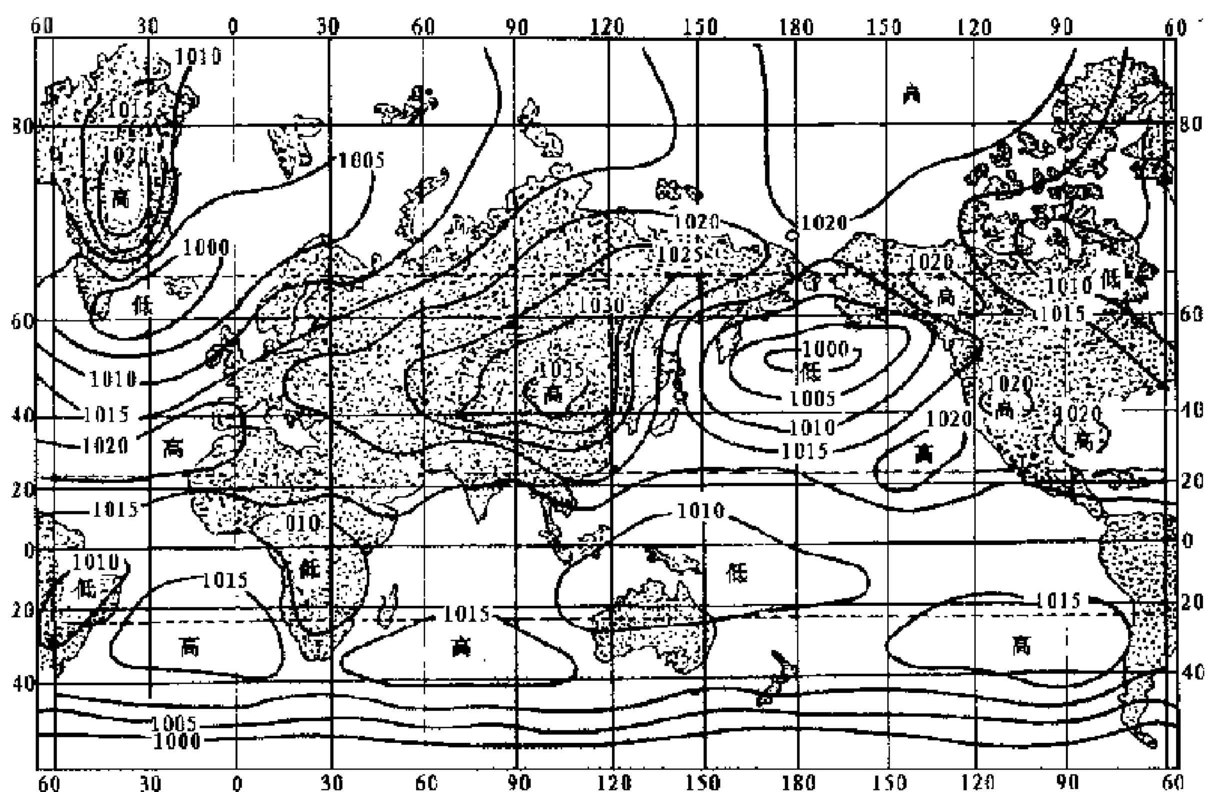


图 3-17　1 月平均海平面气压场

由图 3-17 和图 3-18 可归纳出以下主要特征：

1)北半球陆地面积大，由于海陆热力性质的差异，使原来纬向分布的气压带受到很大破坏，分裂为几个闭合的高、低压系统，同时闭合的高、低压系统随季节也有较大差异。南半球陆地面积小，地球表面相对比较均匀，所以纬向的气压带被破坏程度相对较小，特别是 40°S 以南，因下垫面为均匀的海洋，无论冬季或夏季，等压线基本上与纬圈平行。

2)不论冬季还是夏季，全球均活跃着若干个高、低压中心，通常称之为大气活动中心。表 3-1 列出了冬、夏季海上和陆上的主要气压系统。

3)因受下垫面性质的影响，大气活动中心随季节有很大变化。有些大气活动中心常年存在，只是强度、范围随季节有所变化，称为永久性大气活动中心，它们主要位于海上；有些大气

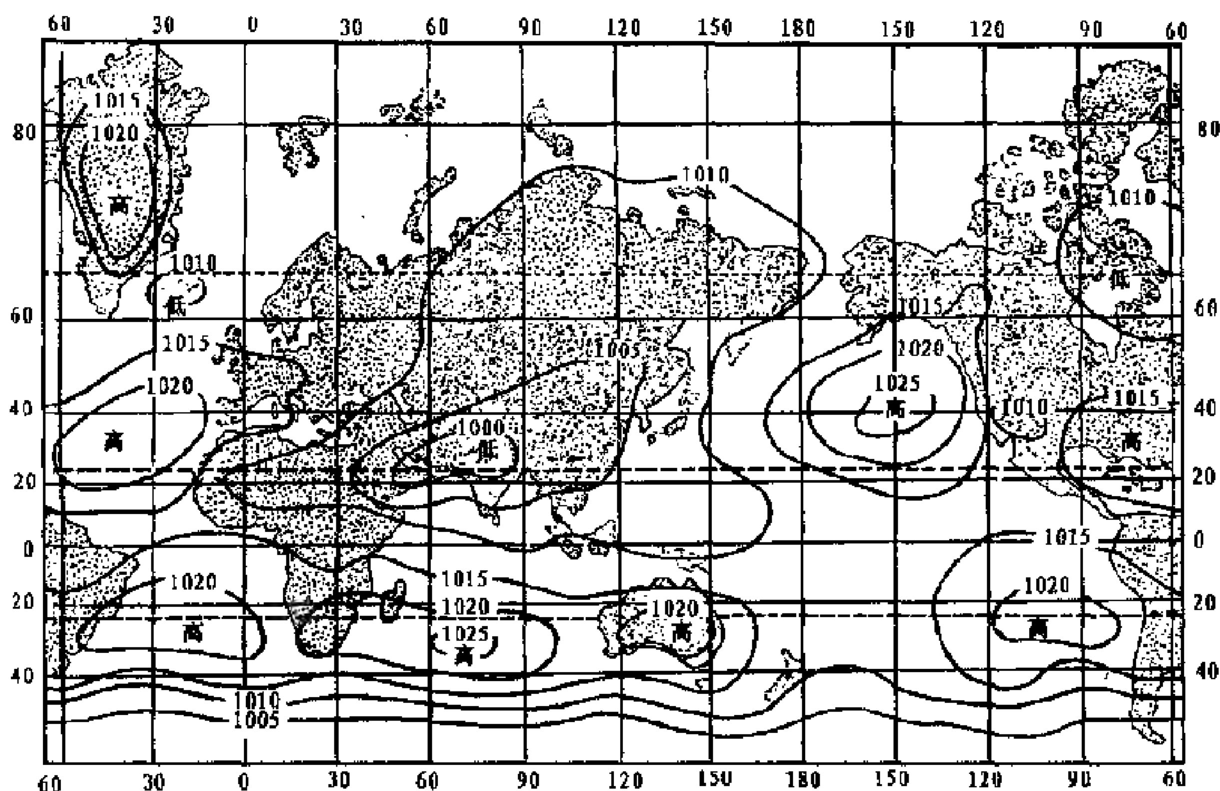


图 3-18　7 月平均海平面气压场

活动中心随季节而发生改变,称半永久性(或季节性)大气活动中心,它们主要位于陆上。属于永久性大气活动中心的有赤道低压带、南极高压、南半球的副极地低压带、海上副热带高压、阿留申低压、冰岛低压等;属于半永久性大气活动中心的有北半球冬季的蒙古高压(西伯利亚高压)、北美高压,夏季的印度低压、北美低压,南半球冬季大陆上的非洲高压、南美高压和澳大利亚高压,夏季大陆上的非洲低压、南美低压和澳大利亚低压等。

表 3-1　冬夏季海上和陆上的主要气压系统

		冬季		夏季	
		陆地(冷源)	海洋(热源)	陆地(热源)	海洋(冷源)
北半球	温带	高压(蒙古高压、北美高压) 高压强大、范围广	低压(阿留申低压、冰岛低压) 低压强、范围广	较弱的热低压	低压(阿留申低压、冰岛低压) 低压减弱、范围缩小
北半球	副热带	高压 (比温带的强度弱)	高压(夏威夷高压、亚速尔高压) 强度较弱、范围小	热低压(印度低压、北美低压) 低压强、范围大	高压(太平洋副高、大西洋副高) 高压强、范围大
北半球	赤道带	赤道低压带呈带状分布,中心移到南半球		赤道低压带中心移到北半球	
南半球	赤道带	赤道低压带中心移到北半球		赤道低压带呈带状分布,中心移到南半球	
南半球	副热带	低压减弱	高压(南太平洋副高、南大西洋副高和印度洋副高) 高压强	低压(非洲低压、南美低压、澳洲低压) 低压强、范围较大	高压(南太平洋副高、南大西洋副高和印度洋副高) 比冬季弱
南半球	温带	西风带		西风带	

以上活动中心的存在和变化，对南北半球之间、海陆之间的热量和水汽交换，对大范围的天气和气候都有重要的影响。

五、对流层中部环流的基本特征

从北半球1月和7月500 hPa等压面图平均等高线分布（如图3-19和图3-20所示）来看，对流层中部环流呈现以下几个基本特征：

1）极地上空，冬夏都是极地低压（极涡）控制，且强度1月大于7月。这和地面极地高压的强度变化是一致的。

2）低纬地区上空，冬夏都有高压存在，这是地面副热带高压在高空的延伸，和地面比，高压中心位置偏向赤道方向。冬季副热带高压强度小，夏季副热带高压大大加强并北移，在北太平洋、北大西洋和非洲大陆西部各有一个闭合中心。

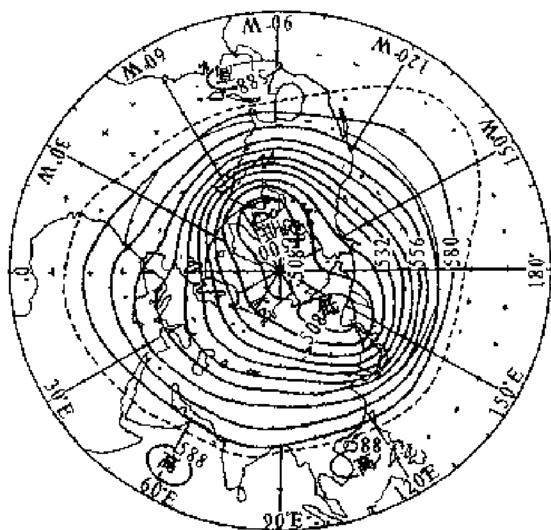


图3-19　北半球1月500 hPa平均等高线

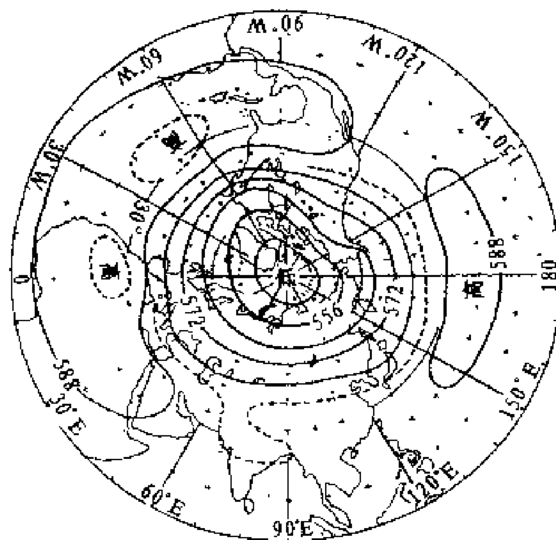


图3-20　北半球7月500 hPa平均等高线

3）在中、高纬度地区上空，水平环流以纬向为主，全年盛行以极地为中心的西风，并有巨大的槽脊波动，称为西风波。西风波使空气的水平混合大规模发展，促进了高低纬度之间的热量和水汽交换。从环绕极涡的等压面位势图看，1月等高线比7月密集，且向南伸展纬度低，因此北半球高空西风气流1月强于7月，且位置偏南。

北半球冬、夏两季主要的槽脊分布概述如下：

冬季，有三个明显的大槽，一个位于亚洲东岸140°E附近，称为东亚大槽；另一个位于北美东岸70°W～80°W，称为北美大槽。还有一个强度较弱的位于欧洲东部，称为欧洲浅槽。在三个槽之间有三个平均脊，分别位于阿拉斯加、西欧和乌拉尔山的东侧。平均脊的强度较槽弱得多。除东亚和北美大槽向南伸到较低纬度外，在较低纬度，地中海、孟加拉湾和东太平洋都有较明显的槽。

夏季，在中、高纬度出现了四个槽。东亚大槽东移到堪察加半岛附近，北美东部大槽略微东移，冬季乌拉尔山东侧和欧洲西海岸的脊到了夏季变为槽。上述四个平均槽的强度大大减弱，脊就更不清楚。通常所说的“冬三夏四”就是对500 hPa平均槽季节分布的概述。

第四节　季风环流

地球上不少地区的盛行风都是随季节变化而改变的。例如，我国东南沿海冬夏季节风作有规律的转换，冬季盛行西北风和东北风，夏季盛行东南风和西南风。这种大范围地区的盛行风向随季节而有规律改变的盛行风就是季风（Monsoon）。冬季风或夏季风期间，低层风与高层风组成的环流，称为季风环流（Monsoon Circulation）。

一、季风成因和分布

1. 季风的成因

1）海陆季风

由于海陆热力性质差异而形成的季风，称为海陆季风。冬季陆地冷于海洋，陆地出现冷高压，海洋出现相应的低压，因此，大范围气流从陆地吹向海洋；夏季，海洋温度较低，而陆地温度较高，海洋出现高压或原有高压加强，陆地出现热低压，因此，大范围气流由海洋吹向陆地。

凡海陆之间温度差异较大的地方，就会有海陆季风产生。地球上季风最强的区域是在热带和副热带之间的范围内。这是因为赤道附近海陆温度差异终年都很小，随着纬度的增高，海陆温度差异增大，季风势力增强。但到中纬度以上，气旋活动增多，风向变化多端，季风又不明显了。

2）行星季风

由于行星风带随季节的南北位移，使风带边缘地区的风向发生季节性转变而形成的季风，称为行星季风。

7月，太阳直射位置北移，整个行星风带跟着北移，赤道辐合带全部在赤道以北，一般位于10°N－15°N以北，尤其在南亚地区，由于受大陆温度特高的影响，赤道辐合带甚至移到25°N以北，这样，南半球的东南信风吹过赤道转向成为西南季风，因此，北半球10°N－15°N以南地区一般盛行西南季风。1月，整个行星风带南移，除大西洋部分外，赤道辐合带移到赤道以南，在大陆部分南移最多，到10°S－15°S。这样，冬季在赤道以南5°－10°为一狭长地带的大部地区，盛行从东北信风转向而成的西北季风。

这种季风可以发生在沿海、陆地和海洋中心部位。就纬度来说，多见于赤道和热带地区，所以常称它为赤道季风或热带季风。

3）青藏高原等大地形的作用

青藏高原的平均海拔高度是4 km，东西长约3 000 km，南北宽约1 600 km。这样一个面积庞大的高原突出在自由大气层中，除引起动力作用外，它在夏季的热源作用和冬季的冷源作用都是不可忽视的。模拟实验表明，如果不存在青藏高原，南亚季风现象就会明显减弱。它的存在对维持和加强南亚夏季风起了重要作用，是西南季风较强的重要原因之一。冬季由于大地形阻挡作用，冷空气进入南亚后强度明显减弱，因此南亚冬季风的强度较弱。

实际上，某一地区的季风往往是由特定的海陆分布、行星风带的季节性位移和地形等多种因素共同作用的结果。例如，温带和副热带季风的形成除海陆热力差异外，往往还包含行星风带季节性位移的作用；而赤道和热带季风的形成除行星风带季节性位移外，也包含海陆热力差异的作用。较大的地形常常是改变季风强度和方向的不可忽视的因素。此外，各地区由于所处纬度和地理条件等的不同，季风的强度、特点也各有所异。

2. 季风的分布

世界上季风的范围很广，主要分布在南亚、东亚、东南亚和赤道非洲四个区域，此外，在澳洲也有一些。图 3-21 为世界主要季风区域的分布。

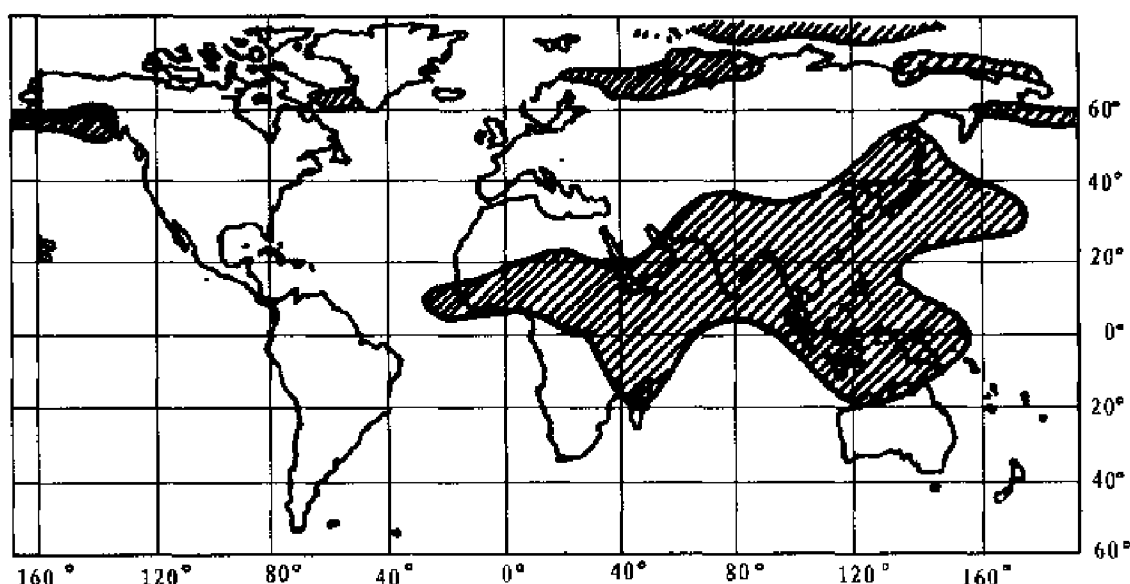


图 3-21 世界季风分布

二、亚洲的季风

1. 东亚季风

东亚季风主要是海陆热力差异而形成的。这里位于世界上最大的大陆——亚欧大陆的东南部和世界上最大的海洋——太平洋之间，气温和气压梯度的季节变化比其他任何地区都显著，所以这一地区发生的季风是海陆热力差异引起的季风中最强的。它的范围包括我国东部、朝鲜、日本等地区和附近海域。

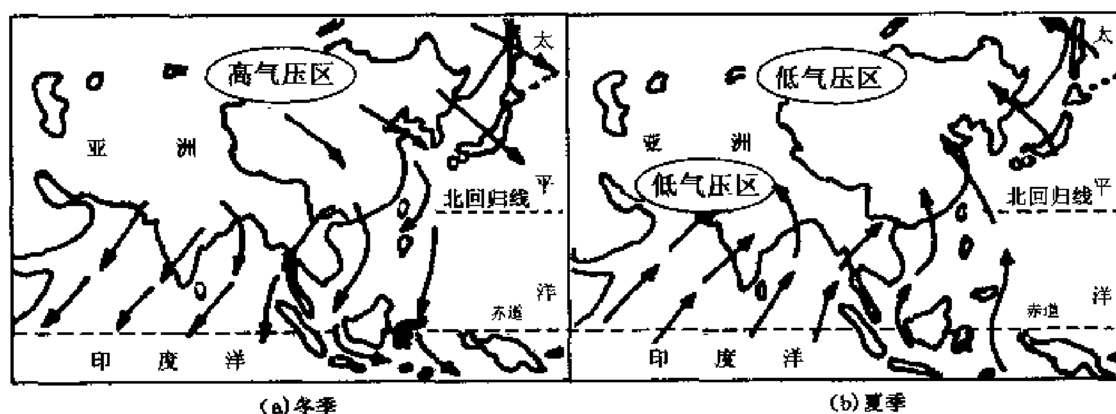


图 3-22 东亚和南亚季风示意图

如图 3-22 所示，冬季，西伯利亚高压盘踞着亚洲大陆，寒潮和冷空气不断爆发南下，高压前缘的偏北风就成为亚洲东部的冬季风。由于所处高压部位的差异，各地冬季风的方向由北向南依次为西北风、北风和东北风。例如，渤海、黄海、东海北部和日本海附近海面多为西北风；东海南部和南海多为东北风，东北信风也因而加强。西伯利亚高压强盛，气压梯度较大，所以风力较强，风向稳定。通常，渤海、黄海和东海的风力在 5 ~ 6 级左右，寒潮南下时，最大风力

可达 8 ~9 级以上。

夏季，亚洲大陆为热低压，同时西太平洋副热带高压北上西伸，这两个高、低压之间的偏南风便成为伸向亚洲东部的夏季风。它的风向，在中国东部和日本附近洋面(约 50°N 以南)为东南风，但在华南沿海、南海和菲律宾附近洋面上多为西南风。因为夏季气压梯度比冬季小，所以夏季风强度比冬季风弱，海上风力一般在 3 ~4 级。这是东亚季风的一个重要特点。

东亚季风对我国、朝鲜和日本等地的天气和气候影响很大。冬季风盛行时，这些地区具有低温、干燥和少雨的气候特征；当夏季风盛行时，则表现为高温、潮湿和多雨。

2. 南亚季风

南亚季风区域较广，包括北印度洋及其周围的东非、西南亚、南亚、中印半岛一带，并与东亚季风区相连接。南亚季风以印度半岛和北印度洋表现最突出，因此，又称印度季风。

南亚季风主要是由于行星风带的季节性位移引起的，海陆热力差异和青藏高原大地形也有相当大的影响。

如图 3-22 所示，冬季，行星风带南移，赤道低压带移到南半球，亚洲大陆高压强大，其南部的东北风就成为亚洲南部的冬季风。因为亚洲南部远离大陆高压中心，并有青藏高原的阻挡，再加上印度半岛面积相对较小，纬度较低，海陆之间气压梯度较弱，所以冬季风不强。自 11 月至次年 4 月，北印度洋在东北季风控制下，风力一般为 3 ~4 级，被称为北印度洋航海的“黄金季节”。在最盛期，它可越过赤道变为西北季风，约可影响 10°S 以北的海域。

夏季，亚洲南部增温强烈，形成高温低压区，低压中心位于印度半岛北部，该地区气压梯度增大，盛行西南季风；而此时南半球为冬季，澳大利亚高压发展，并与南印度洋副热带高压合并加强，位置偏北，使这一地区气压梯度加大。与此同时，南半球的东南信风越过赤道进入北半球之后，受地转偏向力作用转变为西南风。这种西南风与西南季风叠加一起，造成了北印度洋夏季的西南风特别强大，以致经常达到大风和烈风的程度，成为世界上最著名的狂风恶浪之一。一般从 5 月份起，小型船只就停止在该海区航行。从 7 月初至 8 月末，西南风风力最大，常达 8 ~9 级以上，并伴有暴雨，给船舶的安全航行造成一定困难，大型船舶此时若要通过北印度洋，一般都选取航程较长的南航线。9 ~10 月风力逐渐减小。

综上所述，东亚季风与南亚季风的主要成因不同，性质也不相同。印度由于北面有喜马拉雅山脉和青藏高原的屏障，冬季风并不明显，夏季风强于冬季风。我国冬季则受北方冷空气的强烈影响，冬季风强于夏季风。印度夏季风来得很快，气象学上称为季风爆发。我国夏季风到来很慢，4 月初，夏季的东南季风已见于广东沿海，但到 6 月底才到达华北北部和东北地区；相反，我国冬季风却来得快，不用一个月，就能从渤海扩展到南海。

三、其他地区的季风

1. 北澳、印尼和伊里安的季风

这个区域的季风，远比上述两个地区为弱。夏季，南半球澳大利亚大陆强烈增温，在北部形成低压中心。此时北半球的东北信风越过赤道转变为西北季风，使印度洋上的西北季风区向东扩展到 170°E 的南太平洋海面。冬季(5 ~10 月)吹东南风。

2. 西非的季风

从塞内加尔到塞拉利昂的西非沿岸一带，有西南季风与东北季风交替的现象。夏季东南信风越过赤道变成西南季风，控制着 75°W 以东、15°N 以南的低纬地带。在塞内加尔约有四个月(5 ~8 月)西南季风期，其余时间为东北季风。向南侧西南季风持续的时间加长，到几内

非的西非海岸，则一年四季都为西南风所控制。这里的西南季风与印度的西南季风相似，潮湿多雨，在它控制下是雨季；东北季风来自大陆，干燥少雨，在它控制下是旱季。

3. 北美与南美的季风

在北美大陆东岸与南岸具有类似季风的风向转换现象。但除得克萨斯外，并不十分明显。得克萨斯冬季（10～4 月）吹北风。这种风有时十分强大而且寒冷，爆发时能影响到墨西哥沿岸；夏季吹南风。在北美东岸和西北大西洋，冬季具有类似季风的西北风，而在夏季转为盛行的西南风，冬夏风转变不甚明显。在南美洲，只有巴西东海岸有较明显的季风，从布立科角到南回归线，7 月份为东南风，1 月份为东北风或东风。

第五节　地形的动力作用和地方性风

前面讨论的大气环流是大范围空气运动的一般特征。在海岸和岛屿附近，在山峰、海峡或峡谷等地形复杂的地方，气流因受周围地形的影响，风速和风向都将发生很大的变化。有些地方甚至还会因为特殊地理位置，地形或地表性质等影响而产生带有地方性特征的局部范围的风，称为地方性风，如海陆风、山谷风、峡谷风、焚风、布拉风等。船舶在航时除了查看天气图了解大范围的天气环流特点外，还必须考虑特殊地形对风的影响。

一、地形的动力作用

1. 绕流和阻挡作用

当气流遇到孤立的山峰或岛屿时，有绕山峰或岛屿的两侧而过的现象，并且在迎风面风速增强，在背风面风速减弱。在背风面还会产生气旋式和反气旋式涡流，如图 3-23 所示。

山脉的阻挡作用和绕流，使实际风向与根据气压场应有的风向可能发生显著偏差，其差值可达 90°，甚至 180°。在背风面常形成一低压或低压槽。

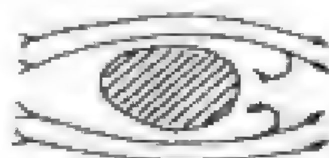


图 3-23　绕流



图 3-24　岬角效应

2. 岬角效应

因陆地（如山脉尽头或半岛附近）向海中突出造成气流辐合，流线密集，使风力大为增强，称为岬角效应，如图 3-24 所示。南非的好望角，南美的合恩角等地之所以令航海者生畏，都是因为岬角效应助长了那里的狂风恶浪。我国山东半岛的成山角附近，也有"中国好望角"之称，那里的偏北风通常比周围海区大 1～2 级。

3. 狭管效应

当气流从开阔海面流经喇叭口式地形中时，在峡谷中风速加大，风向常被迫改变为沿峡谷走向，这就是所谓的峡谷风。如我国台湾海峡就是一个狭管效应显著的地区，常常出现东北或西南向大风，如图 3-25 所示。

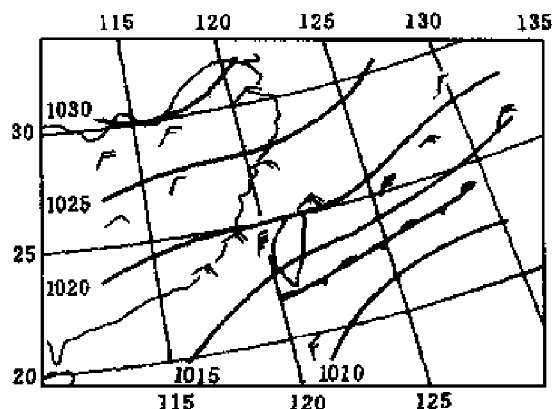


图 3-25　台湾海峡的狭管效应

(1962 年 1 月 7 日 20 时实况图)

4. 海岸效应

当气流沿海岸线方向吹,且陆地在气流方向的右侧时,因摩擦作用流线将会变密,即风力将增强;如果陆地在气流方向的左侧,流线将会疏散开来,从而使风减弱,如图 3-26 所示。

二、地方性风

1. 海陆风

在海滨地区,只要天气晴朗,白天风总是从海上吹向陆地;到夜里,风则从陆地吹向海上。从海上吹向陆地的风,叫做海风(Sea Breaze);从陆地吹向海上的风,称为陆风(Land Breaze)。气象上常把两者合称为海陆风。

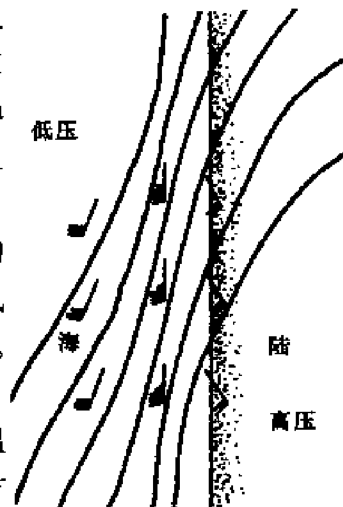


图 3-26　海岸效应

海陆风和季风一样,都是因为海陆分布影响所形成的周期性的风。不过海陆风是以昼夜为周期,而季风以一年为周期,同时海陆风影响的范围小,强度相对也较弱,而季风涉及的范围广,强度较强。那么海陆风是如何形成的呢?

白天,陆地上空气增温迅速,而海而上气温变化很小。这样,温度低的地方空气冷而下沉,接近海而上的气压就高些;温度高的地方空气轻而上浮,陆地上的气压便低些。陆地上的空气上升到一定高度后,它上空的气压比海面上空气压要高些。因为在下层海而气压高于陆地,在上层陆地气压又高于海洋,而空气总是从气压高的地区流到气压低的地区,所以,就在海陆交界地区出现了范围不大的垂直环流。陆地上空气上升,到达一定高度后,从上空流向海洋;在海洋上空,空气下沉,到达海面后,转而流向陆地。这支在下层从海面流向陆地,方向差不多垂直海岸的风,便是海风。图 3-27(a)给出了海风形成的过程。

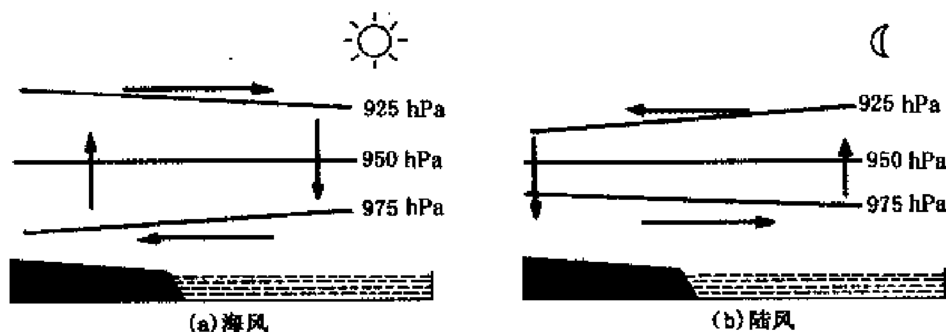


图 3-27　海陆风形成示意图

夜间,情况正好相反。陆地上,空气很快冷却,气压升高;海面降温比较迟缓(同时深处较温暖的海水和表面降温之后的海水可以交流混合),因此比起陆地来仍要温暖得多,这时海面是相对的低气压区。但到一定高度之后,海面气压又高于陆地。因此,在下层的空气从陆地流向海上,在上层的空气便从海上流向陆地。在这种情况下,整个垂直环流的流动方向,也变得和前而海风里的垂直环流完全相反了。在这个完整的垂直环流的下层,从陆地流向海洋,方向

大致垂直海岸的气流，便是陆风。图3-27(b)给出了陆风形成的过程。

一般海风比陆风要强。因为白天海陆温差大，加上陆上气层较不稳定，所以有利于海风的发展。而夜间，海陆温差较小，所波及的气层较薄，陆风也就比较弱些。从风速来说，海风最大可达5~6 m/s，陆风一般只有1~2 m/s。以水平范围来说，海风深入大陆在温带约为15~50 km，热带最远不超过100 km，陆风侵入海上最远20~30 km，近的只有几公里。以垂直厚度来说，海风在温带约为几百米，热带也只有1~2 km；只是上层的反向风常常要更高一些。至于陆风则要比海风浅得多了，最强的陆风，厚度只有200~300 m，上部反向风仅伸达800 m。在我国台湾省，海风厚度较大，为560~700 m，陆风为250~340 m。

海陆风交替的时间随地方条件及天气情况而不同。白天，陆地温度高于海洋；夜里，海洋温度高于陆地。陆地温度高于海洋的时间，一般为下午2~3时，这时候的海风最强。此后温度逐渐下降，海风便随着减弱，在晚上9~10时，海陆温差没有了，海风也就停止了。夜里，陆地温度降得快，海洋温度比陆地下降得慢些，因此，在晚上9~10时以后，陆上变冷了，海上反而暖些。海陆温差的趋向改变了，海陆风的方向也改变了。从晚上9~10时的一度平静无风之后，接着微弱的陆风就开始了；这以后，海陆温差逐渐增大，陆风也越来越强；夜里2~3时，温差最大，这时的陆风也41最强。天亮后，陆地渐渐暖起来，海陆温差越来越小，陆风逐渐减弱；在上午9~10时，海陆温差又消失了，陆风随着终止。

就这样，随着海陆昼夜温差的不断改变，白天出现的海风，下午2~3时最强，夜间出现的陆风，夜里2~3时最强；上午9~10时和晚间9~10时，海陆温度几乎相同，温度差别消失，海风和陆风便消失了。海风和陆风消失的时间，也正是从海风转为陆风（晚上9~10时）或从陆风转为海风（上午9~10时）的过渡时间。

海陆风必须在静稳的天气条件下才可以看得到，如果有强烈的天气系统，如飑线、风暴一类的天气系统出现时，就看不到海陆风的现象了。此外，如果是阴天，陆风吹刮的时间往往拖延很长，而海风出现的时间便一直推后下去，有时甚至迟到12时左右才开始。

海陆风的强度与温度日较差的大小以及昼夜海陆温度差有密切的关系。在气温日变化比较大的热带地区，全年都可见到海陆风；中纬地区海陆风较弱，而且大多在夏季才出现；高纬地区，只有夏季无云的日子里，才可以偶尔见到极弱的海陆风。我国沿海的台湾省和青岛等地，海陆风很明显，尤其是夏半年，海陆温差及气温日变化增大，所以海陆风较强，出现的次数也较多，而冬半年的海陆风就没有夏半年突出，出现机会比较少。

2. 山谷风

住在山区的人都熟悉，白天风从山谷吹向山坡，这种风叫谷风（Valley Breaze）；到夜晚，风从山坡吹向山谷，这种风称山风（Mountain Breaze）。山风和谷风总称为山谷风。

山谷风的形成原理跟海陆风类似。

白天，山坡接受太阳光热较多，成为一只小小的“加热炉”，空气增温较多；而山谷上空，同高度上的空气因离地而较远，增温较少。于是山坡上的暖空气不断上升，并在上层从山坡流向谷地，谷底的空气则沿山坡向山顶补充，这样便在山坡与山谷之间形成一个热力环流。下层风由谷底吹向山坡，称为谷风（如图3-28(a)所示）。到了夜间，山坡上的空气受山坡辐射冷却影响，“加热炉”变成了“冷却器”，空气降温较多；而谷地上空，同高度的空气因离地面较远，降温较少。于是山坡上的冷空气因密度大，顺山坡流入谷地，谷底的空气因汇合而上升，并从下面向山顶上空流去，形成与白天相反的热力环流。下层风由山坡吹向谷地，称为山风（如图3-28

(b)所示)。

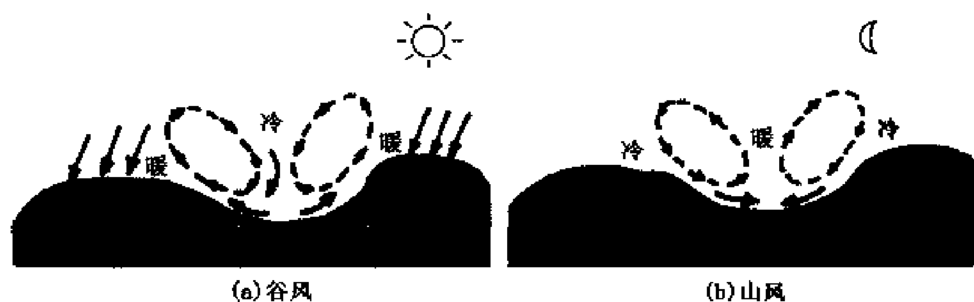


图 3-28　山谷风形成示意图

谷风一般强于山风。谷风的平均速度约 2 ~ 4 m/s,有时可达 7 ~ 10 m/s。谷风通过山隘的时候,风速加大。山风比谷风风速小一些,但在峡谷中,风力加强,有时会吹损谷地中的农作物。谷风所达厚度一般为谷底以上 500 ~ 1 000 m,这一厚度还随气层不稳定程度的增加而增大,因此,一天之中,以午后的伸展厚度为最大。山风厚度比较薄,通常只有 300 m 左右。谷风一般在 9 ~ 10 时开始,午后最强;山风于日落后开始,逐渐增强,日出前达最强。山谷风在夏季较明显,冬季较弱。

在我国沿海,不少港口都能观测到明显的海陆风,有一些港口因受地形影响,常同时出现海陆风和山谷风。由于两者叠加的结果使向岸风(海风加谷风)和离岸风(陆风加山风)都相当显著,例如我国的连云港和秦皇岛就是如此。

复习思考题

1. 空气质点所受的力有哪些? 分别写出它们的表达式并说明其物理意义。

2. 地转偏向力的大小与哪些因子有关? 它的方向如何确定?

3. 何谓地转风? 梯度风? 地转风、梯度风是怎样形成的?

4. 推导地转风速公式并讨论其物理意义。叙述自由大气中的风压定律。

5. 说明在地面天气图上计算地转风的方法,如 60°N 处的等压线的密集程度比 30°N 处的大 1 倍,在其他条件相同时,求这两个纬度上的地转风速之比值。

6. 根据梯度风速公式回答下列问题:

1)为什么在高压中水平气压梯度($-\frac{\Delta P}{\Delta n}$)具有限值? 而在低压中却没有?

2)为什么高压中部为微风或无风天气,而大风却集中在其外围?

7. 标出下图(500 hPa)中高、低压的中心位置及各等高线的数值,并用矢量标出图中 A、B 两点空气质点所受的力。

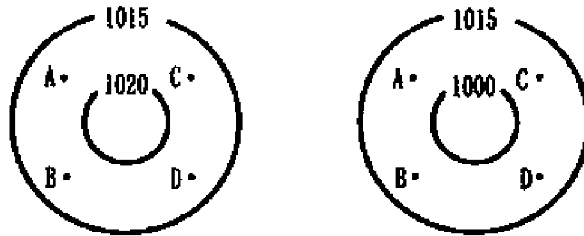


8. 试说明为什么北半球大尺度的低压系统中风呈逆时针旋转，高压系统中风呈顺时针旋转。

9. 试比较自由大气中在水平气压梯度、纬度相同的情况下，空气质点所受的力达到平衡时，高压区、等压线平直区及低压区中的风速大小。实际情况是否这样？

10. 摩擦力对风有何影响？考虑摩擦力后，风压关系如何？与自由大气中的风压定律有何不同？

11. 标出下图地面气压系统中心（高压、低压），并用箭头标出各点风向（北半球）。若是南半球，图中风向如何表示？



12. 绘图说明（南、北半球）摩擦层中风随高度的变化规律。

13. 引起空气垂直运动的原因是什么？垂直运动分哪几种类型？

14. 简述干空气和湿空气在绝热升降过程中的气湿变化情况。

15. γ、γ_d、γ_m 代表什么物理量？它们之间有何区别？什么叫状态曲线和层结曲线？

16. 何谓大气稳定度？如何判别？

17. 什么叫凝结高度、自由对流高度和对流上限？绘图说明。

18. 试比较不稳定天气与稳定性天气的主要特征。

19. 什么叫逆温？空气中的逆温有哪几种？它对天气有何影响？

20. 按空间尺度和时间尺度，一般将天气系统分为哪几类？请举出各类天气系统的实例。

21. 试述大气环流产生的原因。

22. 由于太阳辐射随纬度分布不同以及地球自转而形成的三圈环流中，对应的“三圈四带”是什么？

23. 标出全球均匀地表面上的气压带和风带。

24. 叙述全球永久性和半永久性大气活动中心，其中对我国气候和天气有直接影响的有哪些？

25. 简述大气中层（500 hPa）的主要环流特征。

26. 何谓季风？其成因是什么？世界上有哪几个著名的季风区？

27. 简述北印度洋与东亚季风的特点，两者间有什么不同？是什么原因造成的？

28. 何谓海陆风和山谷风？简述其成因和一般活动规律。

29. 什么是狭管效应、岬角效应和海岸效应？

第四章　气团与锋

锋是一种重要的天气系统。在锋附近，常常出现大范围的云层和降水，有时还会产生大风、雷暴等恶劣天气。因此，掌握锋的一般特征及其天气特点对于保障船舶安全航行具有重要意义。由于锋的形成与气团密切相关，因此本章一并介绍气团和锋的有关知识。

第一节　气　团

一、气团的概念

气团（Air Mass）是指气象要素（主要指温度、湿度）水平分布比较均匀的大范围空气团。在同一气团中温度和湿度的垂直分布（稳定度）几乎相同，天气特点大致相同，变化也不太剧烈。气团的水平范围可达几百公里到几千公里，垂直范围可达几公里到十几公里，常从地面伸展到对流层顶。

二、气团的形成与变性

1. 气团的形成

大气的热量主要来自地球表面，空气中的水汽也来自地球表面水分的蒸发，所以下垫面是空气最直接的热源，也是最重要的湿源。气团形成的条件首先需要有大范围的性质比较均匀的下垫面，广阔的海洋、冰雪覆盖的陆地、一望无际的沙漠等，都可作为形成气团的源地。此外，气团形成还应具备适当的流场条件，使大范围的空气能在源地上空停留较长的时间或缓慢移动，通过大气中各种尺度的湍流、对流、辐射、蒸发和凝结及大范围的垂直运动等物理过程与地球表面进行水汽与热量交换，从而获得与下垫面相应的比较均匀的温、湿特性。

适当的流场通常是指准静止的大型的高压流场。在准静止的高压控制下，高压中的辐散下沉运动，可以使大气中的温度、湿度的水平梯度减小，增加大气中温、湿特性的水平均匀性，同时稳定的环流可使空气较长时间地缓慢移动在温、湿特性比较均匀的下垫面上，使空气有足够长的时间取得下垫面的温、湿特性。例如，西伯利亚地区冬季为一个不大移动的高压所盘踞，是形成干冷气团的源地。在我国东南方向的辽阔海洋上常有太平洋高压存在，是形成暖湿气团的源地。

2. 气团的变性

大气处在不断的运动中，当气团在广阔的源地上取得大致与源地相同的物理属性后，离开源地移至与源地性质不同的下垫面时，二者间又发生了热量与水分的交换，则气团的物理属性又逐渐发生变化，这个过程称为气团的变性。

对于不同的气团来说，其变性的快慢是不同的。一般来说，冷气团移到暖的地区变性快，而暖的气团移到冷的地区变性慢。这是因为，当冷气团离开源地后，气团低层要变暖、增温，逐渐趋于不稳定，对流易发展，能很快地把低层的热量和水汽向上输送，所以，气团变性快；相反，当暖气团离开源地后，由于气团低层不断变冷，气团逐渐趋于稳定，对流不易发展，因此，气团变性较慢。

三、气团的分类和特征

为了分析气团的特征、移动规律，常常对地球上的气团进行分类，分类方法主要有地理分类法和热力分类法两种。

1. 地理分类法

根据气团形成源地的地理位置，对气团进行分类，称为气团的地理分类。在地理分类中，按源地的温度性质，将气团分成冰洋气团（北极气团和南极气团）、极地气团、热带气团、赤道气团四大类；按源地的湿度性质，又将气团分为海洋性气团和大陆性气团两种。这样，综合温度和湿度特性，全球大致可分为七种气团。图4-1为这七种气团的分布概况。

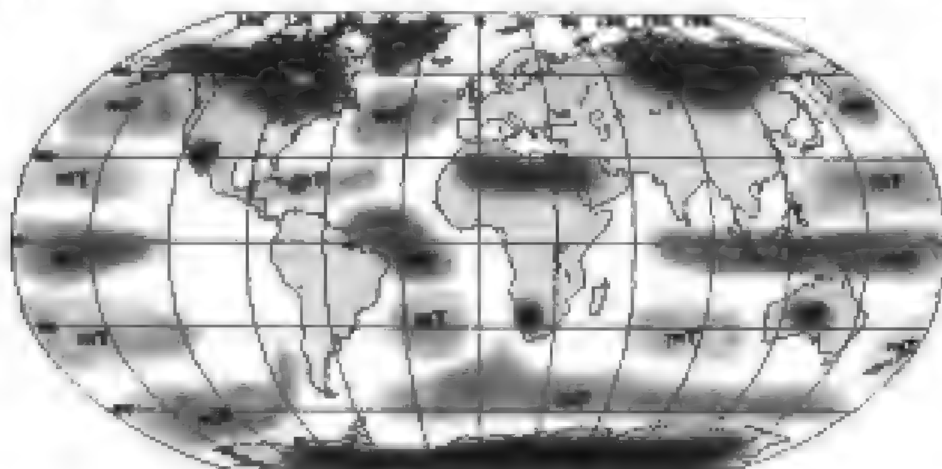


图4-1 全球各类气团的分布概况

1）北极大陆气团（Continental Arctic Air Mass，简写为cA）

形成于冰雪覆盖的北冰洋。特点是温度低，低层具有强逆温层，气层相当稳定，湿度小，因此其天气是干燥、寒冷、晴朗。

2）南极大陆气团（Continental Antarctic Air Mass，简写为cAA）

形成于冰雪覆盖的南极大陆。其特点同北极大陆气团。

3）极地大陆气团（Continental Polar Air Mass，简写为cP）

形成于中高纬度的大陆上，如西伯利亚、蒙古、加拿大一带。冬季，气团低层温度很低，有强烈逆温现象，空气层稳定，天气与冰洋气团类似；夏季，受大陆热力状况的影响，空气层不稳定，加上湿度增大，常出现多云天气。

4）极地海洋气团（Maritime Polar Air Mass，简写为mP）

形成于南半球中纬度海洋和北太平洋、北大西洋。极地海洋气团多数由极地大陆气团移至海洋上变性而成。冬季因洋面温度高于大陆，气团低层温度升高，湿度增大，气层不稳定，易形成对流云，有时产生降水；夏季与极地大陆气团性质差不多。

5）热带大陆气团（Continental Tropical Air Mass，简写为cT）

主要源于副热带沙漠地区，如中亚、西南亚、北非撒哈拉沙漠等地。特征是炎热、干燥，在它长久控制的地区常形成严重的干旱。

6）热带海洋气团（Maritime Tropical Air Mass，简写为mT）

形成于副热带高压控制的海洋上。特征是温度高，湿度大，低层不稳定，由于高压中部盛行下层气流，中层存在下沉逆温，阻碍了对流的发展，天气以晴为主。

7）赤道海洋气团（Maritime Equatorial Air Mass，简写为 mE）

形成于赤道附近的洋面，具有高温高湿的特征，气层很不稳定，多雷暴和阵性降水天气。

2. 热力分类法

热力分类法是根据气团移动时与其所经下垫面的温度对比或两个气团之间的温度对比来划分的。按这种分类法，气团可分为冷气团和暖气团两大类。

1）冷气团（Cold Air Mass）

气团温度低于流经地区下垫面温度的，或两个气团相遇时温度较低者，叫冷气团。当冷气团向南移行至另一地区时，不仅会使这个地区变冷，而且由于气团底部增暖，气温直减率增大，气层往往趋于不稳定，有利于对流的发展，产生不稳定天气，低层的能见度一般较好。夏季，若冷气团中水汽含量多，常形成积云和积雨云，产生雷阵雨天气。冬、春两季，由于冷气团中湿度较小，常是干冷天气。冷气团内气温、风等气象要素有明显的日变化；夜间低层辐射冷却，在大陆上可形成辐射雾。

2）暖气团（Warm Air Mass）

气团温度高于流经地区下垫面温度的，或两个气团相遇时温度较高者，叫暖气团。当暖气团向北移行至另一地区时，不仅会使这个地区变暖，而且由于气团底部变冷，气温直减率变小，会使该地上空气层的稳定度增大，对流运动不易发展，产生稳定性天气。因为气层稳定，水汽及尘埃、烟粒等杂质常聚集在低层，所以暖气团中低层的能见度差。如果暖气团中水汽含量多，常形成层云、层积云，并下毛毛雨，有时会出现平流雾。如果暖气团中水汽含量较少，天气就较好。

四、影响我国的气团

我国大部分处于中纬度地区，冷、暖气流交绥频繁，缺少气团形成的环流条件；同时，地表性质复杂，没有大范围均匀的下垫面可作气团源地，因而，活动在我国境内的气团，大多是从其他地区移来的变性气团，其中最主要的是极地大陆气团和热带海洋气团。

冬季主要受变性极地大陆气团影响，它的源地在西伯利亚和蒙古，我们称之为西伯利亚气团。它所控制的地区，天气干冷。此外，来自北太平洋副热带地区的热带海洋气团可影响到华南、华东和云南等地。北极气团也可南下侵袭我国，造成气温急剧下降的强寒潮天气。

夏季，西伯利亚气团在我国长城以北和西北地区活动频繁，我国东部沿海地区主要受变性的热带海洋气团影响。以上两种气团的交绥，是构成我国盛夏南北方区域性降水的主要原因。此外，热带大陆气团常影响我国西部地区，被它持久控制的地区，就会出现严重干旱和酷暑。来自印度洋的赤道气团，可造成长江流域以南地区大量降水。

春季，西伯利亚气团和热带海洋气团两者势力相当，互有进退，因此是锋系及气旋活动最盛的时期。

秋季，变性的西伯利亚气团占主要地位，热带海洋气团退居东南海上，我国东部地区在单一的气团控制下，出现全年最宜人的秋高气爽的天气。

第二节　锋

一、锋的概念

气团形成后就要发生移动，冷气团要往低纬地区移动，暖气团则要向高纬地区移动。当

冷、暖气团相遇时，两者之间便形成狭窄而又倾斜的过渡区。我们把两个不同性质气团之间的、随高度向冷空气一侧倾斜的狭窄过渡区，称为锋（Front）。锋的空间结构如图 4-2 所示。锋靠近暖气团一侧的界面称为锋的上界，锋靠近冷气团一侧的界面称为锋的下界，上界与下界之间的水平距离称为锋的宽度。因为锋的宽度远比其长度小，所以近似地把它看成一个面，称为锋面。锋面与下垫面的交线称锋线。实际工作中，将锋面和锋线统称为锋。

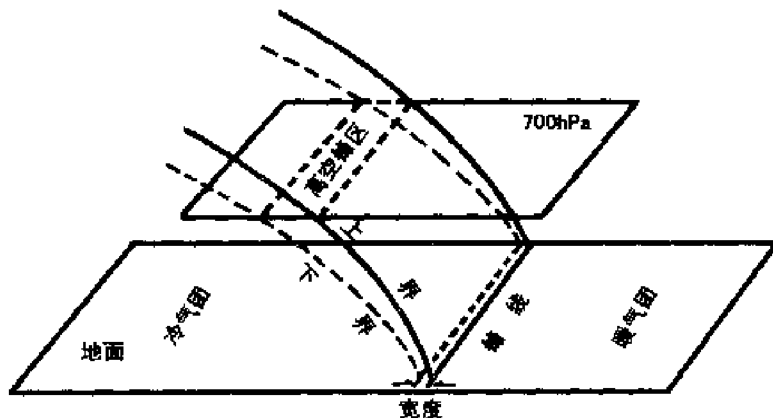


图 4-2　锋的空间结构示意图

锋的长度和气团的水平范围相当，可达数百至数千公里，垂直伸展的高度亦与气团相当。锋的宽度在近地面层一般只有数十公里，在高空可达 200 ~ 400 km，甚至更宽些。

锋在空间总是呈倾斜状态，并且随着高度上升而向冷空气一侧倾斜。锋面坡度的形成与保持是地转偏向力作用的结果。锋面坡度（锋面与地面的夹角的正切）在 1/50 ~ 1/200 之间。其中，冷锋的坡度为 1/70 ~ 1/100，暖锋为 1/150，静止锋的坡度更小，为 1/200。由于锋面坡度很小，锋面所遮蔽的地区必然很大。如坡度为 1/100、锋线长为 1 000 km、高为 10 km 的锋，其遮盖的面积可达 100 万 km^2。

二、锋的分类

按照不同的需要，锋有不同的分类方法。

1. 按锋的移动情况分类

根据锋在移动过程中冷、暖气团所占的主、次地位，可将锋分为冷锋、暖锋、静止锋和锢囚锋四种。

1）冷锋（Cold Front）

冷、暖气团相遇时，冷气团起主导作用，推动锋面向暖气团一侧移动，这种锋称冷锋（如图 4-3（a）所示）。

2）暖锋（Warm Front）

冷、暖气团相遇时，暖气团起主导作用，推动锋面向冷气团一侧移动，这种锋称暖锋（如图 4-3（b）所示）。

3）静止锋（Stationary Front）

当冷、暖气团势力相当，锋面移动缓慢或几乎呈静止状态，这种锋叫准静止锋或静止锋（如图 4-3（c）所示）。

4）锢囚锋（Occluded Front）

当冷锋移动速度快于暖锋，冷锋赶上暖锋后，迫使暖空气抬离地面，近地面层由冷锋后部

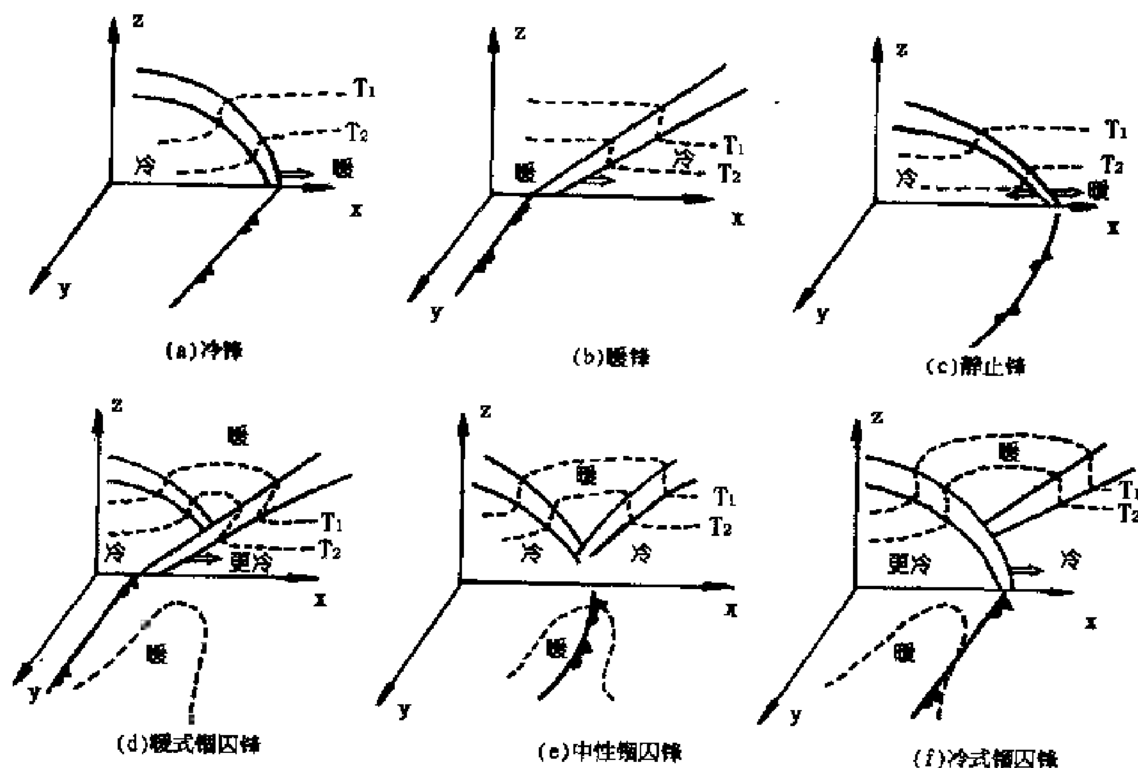


图 4-3　锋的类型

的冷气团与暖锋前的冷气团构成的交界面，称锢囚锋。如锋后的冷气团比锋前的冷气团更冷，此类锢囚锋称冷式锢囚锋（如图 4-3（f）所示）；如锋后的冷气团比锋前的冷气团暖，此类锢囚锋称暖式锢囚锋（如图 4-3（d）所示）；若锋后的冷气团与锋前的冷气团温度差不多，此类锢囚锋称中性锢囚锋（如图 4-3（e）所示）。剖面图上原来两条锋的交接点称为锢囚点。有时因地形作用，两条冷锋相对而行趋于合并，也会形成锢囚锋，此类锋称地形锢囚锋。

2. 根据组成锋的气团的地理类型分类

分隔冰洋气团和极地气团的锋称为冰洋锋；分隔极地气团和热带气团的锋，称为极锋；分隔热带气团和赤道气团的锋，称为副热带锋。这些主要气团之间的锋，统称为主锋。在冰洋气团，特别是在极地气团内部，由于其中各部分的变性程度不同，也会出现锋。为了区别于主锋，人们把这些锋称为副锋。

3. 根据锋伸展的高度分类

根据锋伸展的不同高度，可将锋分为对流层锋（从地面一直伸展到对流层中层以上的锋）、地面锋（从地面向上伸展高度不到 1.5 km 的锋）和高空锋（仅存在于较高高度上，而不与地面接触的锋）三种。

三、锋附近气象要素场的特征

锋是冷暖气团之间的狭窄过渡带。它两侧的气象要素场有明显的不同，了解锋附近的要素场特征，对于分析锋面、掌握锋面天气大有益处。

1. 锋附近的温度场

气团内部的气温水平分布比较均匀，通常在 100 km 内的气握差为 1℃，最多不超过 2℃，面锋区内，在水平方向上的温度差异非常明显，100 km 的水平距离内可相差近 10℃，比气团内部的温度差异大 5～10 倍；在等压面图上锋区则表现为一条窄长的等温线密集带，称为高空锋

区，其走向与地面锋线近似平行，等温线越密集，则高空锋区越强。因为锋面在空间是向冷空气一侧倾斜的，所以高空图上锋区的位置位于地面锋线的冷空气一侧，而且等压面高度越高，锋面向冷空气一侧偏移也越多。对比同一时刻不同高度等压面上的锋区位置，可以大致确定锋面坡度。锋区相对位置越接近，表明锋面坡度越大。图 4-4 为高空锋区（图中等温线密集带）与地面锋线的相对位置。

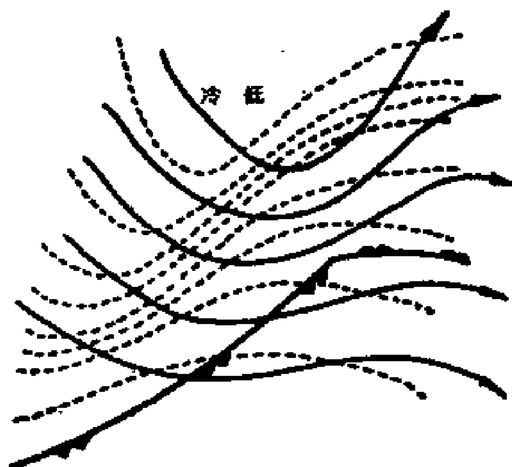


图 4-4 高空锋区与地面锋线的相对位置
（实线为等高线；虚线为等温线）

根据高空图上冷暖平流的性质可以确定锋的类型。一般来讲，若在高空图上，锋区有冷平流，则地面对应的是冷锋；若有暖平流则地面对应的是暖锋。如果无平流或仅有弱的冷暖平流，而地面锋线又很少移动，则可定为静止锋。

2. 锋附近的气压场

锋面两侧是密度不同的冷、暖气团，因而锋区的气压变化比气团内部的气压变化要大得多。锋附近区域气压的分布不均匀，锋处于低压槽中，等压线通过锋面有指向高压的折角（如图 4-5 所示）。现以图 4-6 加以说明。先看垂直于锋线的方向（AA′线）上的气压变化特点。如果沿此方向从暖气团向冷气团望去，则在暖气团内部气压比较均匀，沿 AA′线逐点的气压并没有多大变化；而当通过锋线进入锋面下的冷气团中时，则由于锋下密度较大的冷空气柱逐渐增长，逐点的气压必然会逐渐升高。如果实线表示无锋时气压分布，那么有锋以后，冷区中的等压线必然变为虚线所示的情况，锋线就处在低压槽中，等压线通过锋线时就有气旋性弯曲。在高空图上锋区表现为一条狭长的等高线密集带，其位置与上述等温线密集带基本一致。

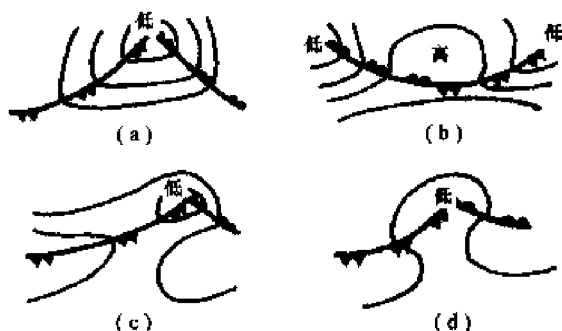


图 4-5 等压线通过锋线时的常见形式

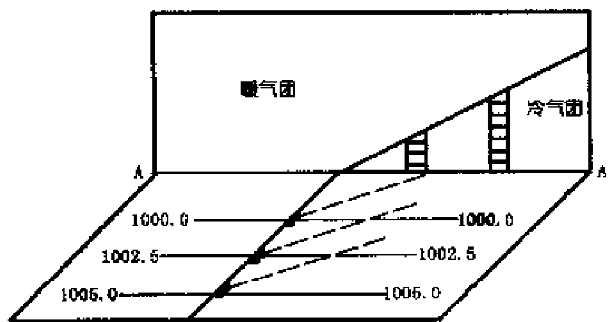


图 4-6 锋面附近气压场的特征

3. 锋附近的 3 h 变压场

锋附近的 3 h 变压（ΔP_3）场与锋的类型有密切的关系。

对于暖锋来说，当它向某一地点（如图 4-7(a) 中的 A 点）移来时，该地上空密度大的冷空气柱逐渐变短（如图 4-7(a) 中，t_1 时刻 A 点上空的冷空气柱长度为 h_2，随着暖锋的移近，到 t_2 时刻，A 点上空的冷空气柱长度变为 h_1，冷空气柱的长度在不断减小），而密度小的暖空气柱逐渐增长，因此该地气压下降，出现负的 3 h 变压。暖锋锋线过境后，由于该地处于暖气团中（如图 4-7(a) 中的 t_3 时刻所示），空气柱的密度变化不大，气压变化也就不大了。图 4-8(a) 表

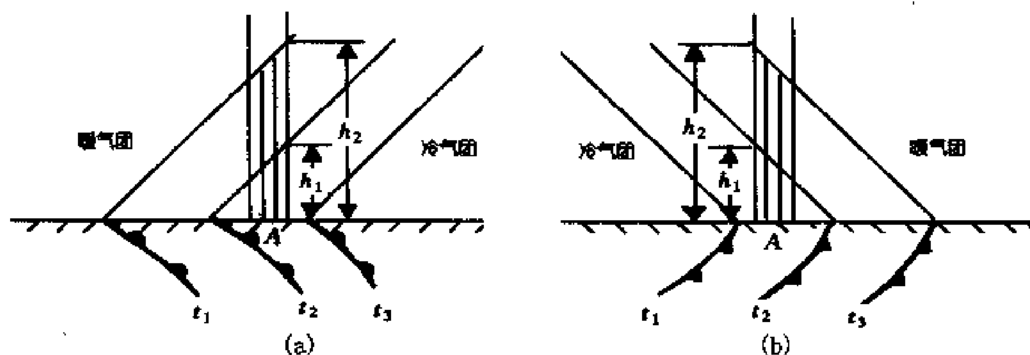


图 4-7　锋移动过程中测站气压变化示意图

示暖锋附近变压分布的典型情况。

同样,从图 4-7(b)冷锋移动过程中测站气压变化示意图中,很容易看出冷锋过境前后某地气压变化情况,即锋前变压不大,锋后因冷空气柱逐渐增长而气压升高,出现正的 3 h 变压。图 4-8(b) 表示冷锋附近变压分布的典型情况。

静止锋由于少动,两侧的变压分布相近。

锢囚锋一般是冷锋追上暖锋而形成的,所以锋前多负变压,锋后多为正变压。图 4-8(c) 表示锢囚锋附近变压分布的典型情况。

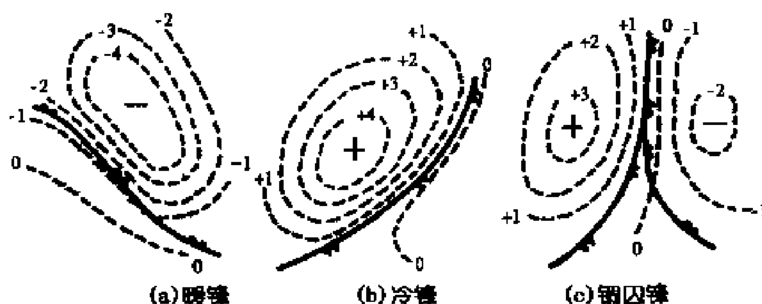


图 4-8　锋附近的变压场特征

4. 锋附近的风场

既然地面锋线处于低压槽中,根据梯度风原理,锋面附近的风场必然呈气旋性切变。

暖锋在北半球多西北—东南走向,锋前吹 E—SE 风,锋后吹 S—SW 风;在南半球,暖锋线的走向多为西南—东北走向,锋前吹 E—NE 风,锋后吹 N—NW 风,如图 4-9 所示。

冷锋在北半球多为东北—西南走向,锋前吹 S—SW 风,锋后吹 N—NW 风;在南半球,冷锋多为东南—西北走向,锋前吹 N—NW 风,锋后吹 S—SW 风,如图 4-10 所示。

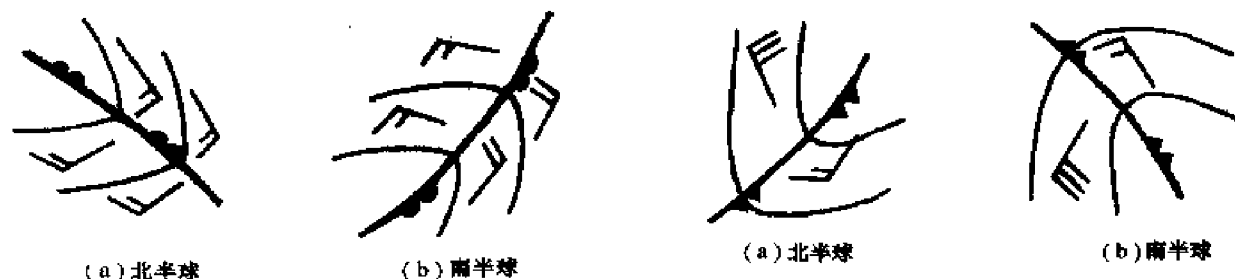


图 4-9　暖锋两侧的常见风向

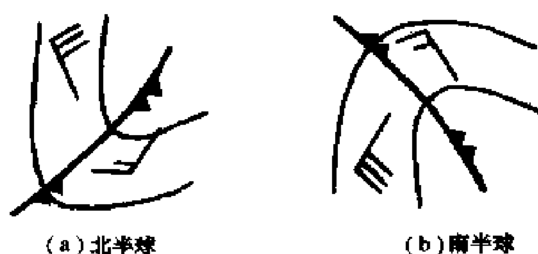


图 4-10　冷锋两侧的常见风向

锋前后风速值的大小主要取决于水平气压梯度的大小，一般冷锋后的风速总大于冷锋前。

5. 锋附近的湿度场

因为暖空气来自南方比较潮湿的地区或洋面上，气温高、水汽含量多、露点高；冷空气来自北方内陆，气温低、水汽含量少、露点温度低，所以，一般来说，锋面附近露点温度差异较大，比气温差异还要显著。但必须指出，并不是所有冷空气一定比暖空气干燥，如冬季从欧洲南部来的冷空气就比锋前暖空气湿。

四、锋面天气

锋面天气主要指锋面附近的云和降水，它们是随季节、时间和地点的不同而变化的。尽管锋面天气变化多端，天气工作者还是从实际工作中归纳出了一些锋面天气模式，可供分析锋面天气时参考。

1. 暖锋

当暖气团前进、冷气团后退时，这时形成的锋面为暖锋。暖空气在锋面上慢慢地向上滑升，在上升过程中绝热冷却，达到凝结高度后，在锋面上便产生云系。如果暖空气滑升的高度足够高、水汽又比较充沛时，暖锋上常常出现广阔的、系统的层状云系，如图 4-11 所示。云系序列为：卷云（Ci）、卷层云（Cs）、高层云（As）、雨层云（Ns）。云层的厚度视暖空气上升的高度而异，一般情况下可达几公里，厚者可达对流层顶，而且越接近地面锋线云层越厚。暖锋降水主要发生在雨层云内，是连续性降水，降水宽度随锋面坡度大小而有变化，一般 300 ~ 400 km。暖锋云系有时因为空气湿度和垂直速度分布不均匀而造成不连续，可能出现几十公里，甚至几百公里的无云空隙。

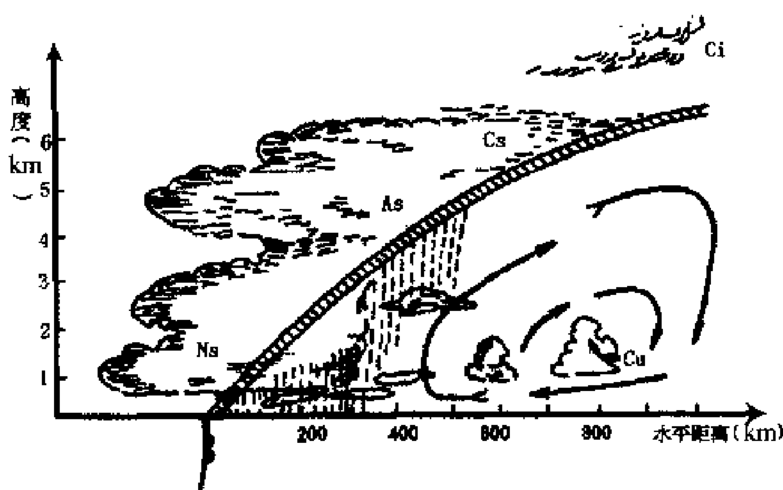


图 4-11　暖锋天气模型

在暖锋锋下的冷气团中，由于空气比较潮湿，在气流辐合作用和湍流作用下，常产生层积云和积云。如果从锋上暖空气中降下的雨滴在冷气团内发生蒸发，使冷气团中水汽含量增多，达到饱和时，会产生碎积云和碎层云。如果这种饱和凝结现象出现在锋线附近的地面层时，将形成锋面雾。

以上是暖锋天气的一般情况，但是在夏季暖空气不稳定时，也可能出现积雨云、雷雨等阵性降水。在春季暖气团中水汽含量很少时，则仅仅出现一些高云，很少有降水。

明显的暖锋在我国出现得较少，大多伴随着气旋出现。春秋季一般出现在江淮流域和东北地区，夏季多出现在黄河流域。

2. 冷锋

冷锋是冷气团向暖气团方向移动形成的锋面。根据锋和高空槽的配置、冷气团移动的快慢及锋上垂直运动的特点，冷锋又分为两类：第一型冷锋（或缓行冷锋）和第二型冷锋（或急行冷锋）。

1）第一型冷锋

这种锋面处于高空槽线前部，移动缓慢，锋面坡度不大。当暖空气比较稳定，水汽比较充沛时，会形成与暖锋相似的范围比较广阔的层状云系，只是云系出现在锋线后面，而且云系的分布次序与暖锋云系相反，降水性质与暖锋相似，但因坡度较暖锋大，故降水区范围较暖锋窄，为 200～300 km，如图 4-12 所示。在锋线附近降水区内还常有层积云、碎雨云和锋面雾形成。如果锋前暖空气不稳定时，在地面锋线附近也常出现积雨云和雷阵雨天气。夏季，在我国西北、华北等地以及冬季在我国南方地区出现的冷锋天气多属这一类型。

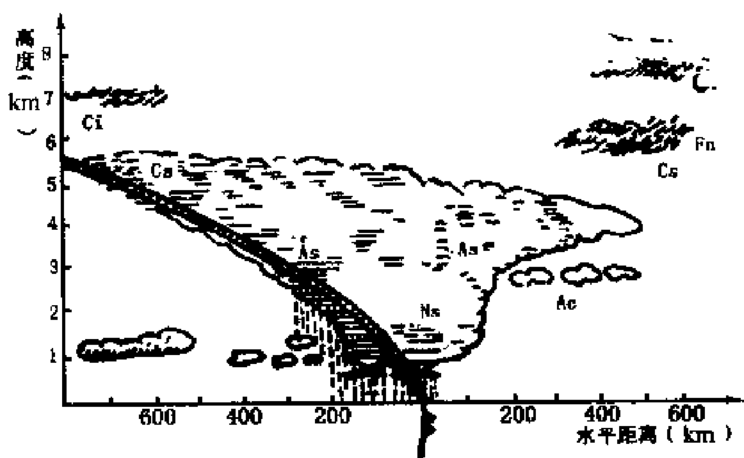


图 4-12 第一型冷锋天气模型

2）第二型冷锋

这种冷锋处于高空槽后或槽线附近，移动快、坡度大。锋后冷空气强烈冲击锋前暖空气并迫使其产生剧烈的上升运动。这种冷锋在冬、夏季的天气特点显著不同。

夏季，因暖气团潮湿不稳定，在地面锋线附近，一般会产生强烈发展的积雨云，出现雷暴、冰雹、飑线等强对流天气，如图 4-13 所示。高层锋面上，冷平流较强，暖空气沿锋面下滑，往往

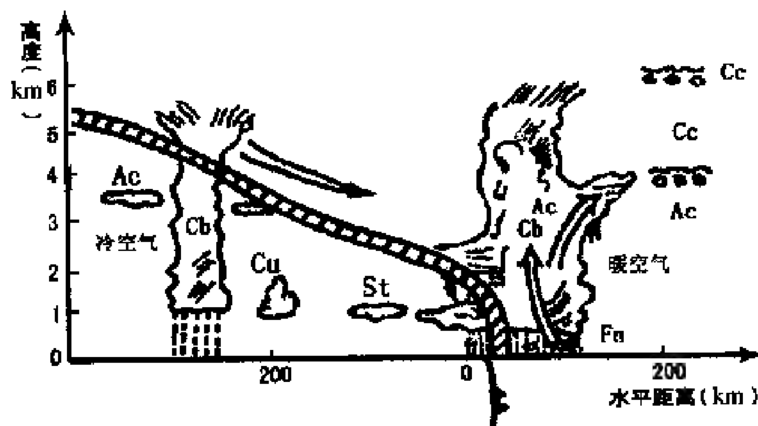


图 4-13 夏季第二型冷锋天气模型

没有云形成。这种冷锋过境时，往往乌云翻滚，狂风大作，电闪雷鸣，大雨倾盆，气象要素发生

剧变。不过这种天气历时短暂，锋线过后，天空豁然晴朗。

冬季，由于暖气团湿度较小，在锋面上不可能形成强烈不稳定天气，只在锋线前方出现卷云、卷层云、高层云、雨层云等云系，如图 4-14 所示。当水汽充足时，地面锋线附近可能有很厚、很低的云层和宽度不大的连续性降水。地面锋线过境后，云层很快消失，风速增大，并常出现大风。在干旱的季节，空气湿度小，地面干燥、裸露，还会有沙暴天气。这种冷锋天气多出现在我国北方的冬、春季节。



图 4-14 冬季第二型冷锋天气模型

3. 静止锋

静止锋的两侧冷暖气团往往形成“对峙”状态，暖气团前进，为冷气团所阻，暖气团被迫沿锋面上滑，情况与第一型冷锋类似，出现的云系与第一型冷锋云系大致相同，如图 4-15 所示。由于静止锋的坡度很小，沿锋面上滑的暖空气可以伸展到距离锋线很远的地方，因此云区和降水区比冷、暖锋更为宽广。静止锋降水强度小，但持续时间长，可能造成“霪雨霏霏、连日不开”的连阴雨天气。这种阴雨天气，直至该准静止锋转为冷锋或暖锋移出该地区或锋消失以后，才能转晴。初夏时，如果暖气团湿度增大，低层升温，气层可能呈现不稳定状态，锋上也可能形成积雨云和雷阵雨天气。

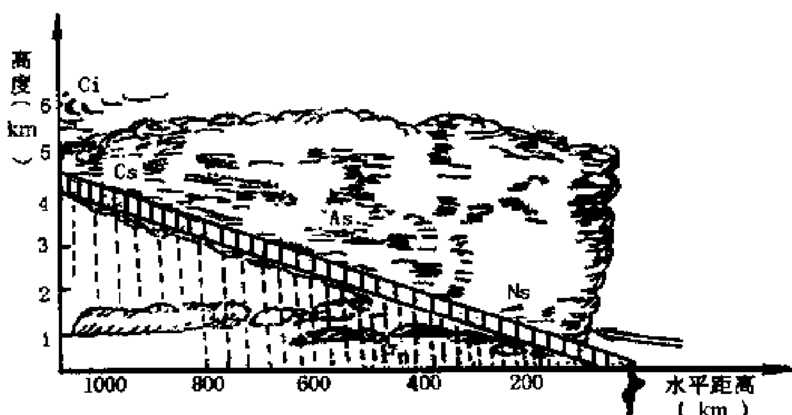


图 4-15 静止锋天气模型

我国准静止锋主要出现在华南、西南和天山北侧，出现时间多在冬半年，对这些地区及其附近天气的影响很大。

4. 锢囚锋

锢囚锋是由冷锋赶上暖锋或两条冷锋相遇，把暖空气抬到高空，由原来锋面合并形成的新锋面。它的天气保留着原来锋面天气的特征。例如锢囚锋是由具有层状云系的冷、暖锋并合而成的，则锢囚锋的云系也是层状云，并分布在锢囚点的两侧，如图 4-16 所示。如果原来冷锋上是积状云，那么锢囚后，积状云与暖锋的层状云相连，如图 4-17 所示。锢囚锋的降水不仅保留着原来锋段降水的特点，而且由于锢囚作用，上升运动进一步发展，所以暖空气被抬升到锢囚点以上，使云层变厚、降水增加、降水区扩大。锢囚点以下的锋段，根据锋是暖式或冷式锢囚锋而出现相应的云系。锢囚锋过境时，出现与原来锋面相联系而更加复杂的天气。

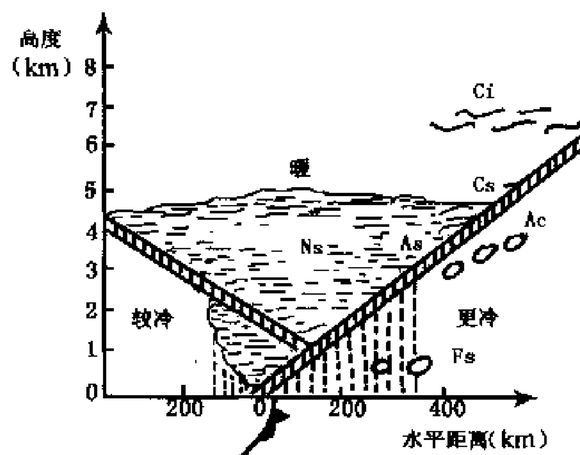


图 4-16　暖式锢囚锋天气模型

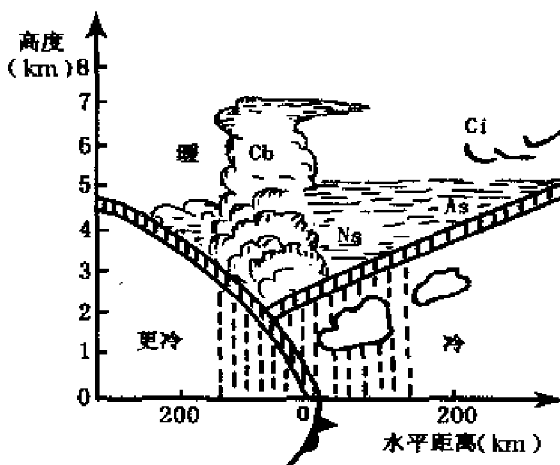


图 4-17　冷式锢囚锋天气模型

我国锢囚锋主要出现在锋面频繁活动的东北、华北地区，以春季最多。东北地区的锢囚锋大多由蒙古、西伯利亚移来，多属冷式锢囚锋。华北锢囚锋多在本地生成，属暖性锢囚锋。

五、我国锋面活动的特点

我国境内的锋面活动有五大特点：①因为我国大部分地区处在中纬，是冷暖气流交汇的重要场所，所以我国锋面活动非常活跃，并且它与气旋结合一体，以锋面气旋的形式影响着我国广大地区；②我国锋面活动以冷锋最为显著，特别是在冬季更为突出，势力强，范围广；③我国地域广大，地形复杂，锋面特点和锋面天气具有明显的地区差异；④我国锋面活动主要集中在南、北两带，与气旋活动分布相一致；⑤冬季南北两个锋带基本上是发生在极地大陆气团与变性的极地大陆气团之间（昆明准静止锋和华南准静止锋除外），夏季锋带主要发生在极地大陆气团与热带海洋气团之间。

复习思考题

1. 何谓气团？气团形成的条件是什么？气团如何分类？

2. 暖气团移向冷的下垫面和冷气团移向暖的下垫面时天气各有哪些特征？

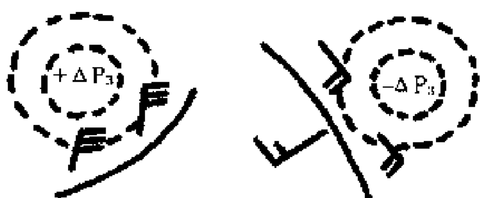
3. 何谓气团的变性？比较冷气团移到暖地区与暖气团移到冷地区，何者变性快？原因是什么？

4. 叙述影响我国沿海的气团和它们的天气特征。

5. 简述锋的概念及其主要结构特征。

6. 绘图说明地面锋与高空锋区的相对位置关系，并解释原因。

7. 按照锋的移动情况分，锋分成哪几类？指出下图中锋面是哪一类（用符号标出）？用双箭头标出锋面的未来移向？



8. 锢囚锋是怎样形成的？可分为哪几种？

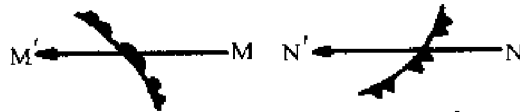
9. 为什么地面锋线处于低压槽中？

10. 简述暖锋、冷锋、锢囚锋附近的变压分布情况，并说明原因。

11. 画出暖锋、冷锋天气模式，说明南、北半球冷、暖锋过境时，测站气象要素变化的特点。

12. A、B 两船分别沿 M—M′和 N—N′线自东向西迎面穿越暖锋和冷锋（第二型）（如下图所示），试比较下列气象要素在锋线两侧如何变化？

1）气温；2）气压；3）风向；4）3 h 气压变量；5）湿度与能见度；6）云系和降水



13. 静止锋和锢囚锋的天气与冷锋、暖锋有什么主要区别？

第五章　气旋与反气旋

大气中各种尺度的空气涡旋造成了千变万化的天气现象，其中气旋和反气旋是两类极为重要而又常见的天气系统，它们的生成、移动和发展，对广大地区的天气有很大影响，可造成强烈的降水、雷暴、大风等恶劣天气，对船舶安全航行造成严重威胁。因此，了解研究它们的活动规律，对天气分析和预报，保证船舶航行安全具有十分重要的意义。

第一节　气旋与反气旋概况

一、气旋与反气旋的概念

从流场上看，气旋（Cyclone）是一个占有三度空间的大尺度水平空气涡旋，在北半球，气旋范围内的空气作逆时针旋转，南半球相反，如图3-10所示；从气压场上看，在同一高度上，气旋中心的气压比四周低，故又称低气压（简称低压）。

同样，反气旋（Anticyclone）也是一个占有三度空间的大尺度水平空气涡旋，在北半球，反气旋范围内的空气作顺时针旋转，南半球相反，如图3-10所示；从气压场上看，在同一高度上，反气旋中心的气压比四周高，故又称高气压（简称高压）。

因此，气旋与低压（或反气旋与高压）是同一天气系统分别从流场和气压场角度衡量时所使用的两个不同的名称，除低纬地区外，一般两者名称可以通用。

1. 气旋与反气旋的水平尺度

气旋和反气旋的水平尺度（范围）均以最外围一条闭合等压线的直径长度来表示。气旋的尺度平均为1 000 km，大的可达2 000－3 000 km，小的只有200－300 km或更小。就平均情况而言，东亚的气旋水平尺度一般要比欧洲和北美的小。

通常，反气旋的水平范围要比气旋大得多，直径多为1 500－2 000 km，大的可达5 000 km以上，最大的反气旋可以和最大的大陆和海洋相比，如冬季亚洲大陆上的反气旋往往占据整个亚洲大陆面积的3/4，小的反气旋直径也有数百公里。

2. 气旋与反气旋的强度

气旋和反气旋的强度一般用其中心气压值来表示。对于气旋，中心气压值越低，气旋强度越强；反之，越弱。对于反气旋，中心气压值越高，反气旋的强度越强；反之，越弱。另外，气旋和反气旋的强度还可以用其中的最大风速来度量，最大风速越大，气旋和反气旋越强；反之，越弱。反气旋中的强风一般出现在外围。

地面气旋的中心气压值一般在970～1 010 hPa之间，发展得十分强大的气旋，中心气压值可低于935 hPa，强台风中心气压值还要低很多。地面反气旋的中心气压值一般为1 020～1 040 hPa，冬季最强的反气旋中心气压曾高达1 083.8 hPa。反气旋一般是陆上的比海上的强，冬季的比夏季的强。

气旋和反气旋的强度随时间是不断变化的，对气旋而言，若中心气压值随时间降低，称气旋发展或加深；若中心气压值随时间升高，则称气旋减弱或填塞。对反气旋而言，若中心气压

值随时间增加，称反气旋加强或发展；若中心气压值随时间降低，则称反气旋减弱。

二、气旋与反气旋的分类

气旋和反气旋的分类方法较多，通常按其形成和活动的主要地理区域或其热力结构的不同来进行划分。

根据气旋形成和活动的地理区域，将其分为温带气旋和热带气旋；根据气旋的热力结构，将其分为锋面气旋和无锋面气旋（无锋面气旋包括热带气旋和热带低压）。根据反气旋形成和活动的地理区域，将其分为极地反气旋、温带反气旋和副热带反气旋；根据反气旋的热力结构，将其分为冷性反气旋和暖性反气旋。

锋面气旋是指与冷、暖锋活动联系在一起的、温度不对称的气旋，常活动于温带地区，故又称温带气旋（可简称为气旋），而热带气旋以及一些地方性气旋均属于无锋面气旋。

所划分的气旋和反气旋并不是一成不变的，不同类型的气旋或反气旋，在一定条件下可以发生变化，如锋面气旋可在一定条件下转化为无锋面气旋，而冷性反气旋，当其向低纬移动到一定程度则变性为暖性反气旋。

三、气旋与反气旋中的一般天气特征

在近地面层，由于摩擦作用，气旋区域内的气流在做逆时针（北半球）或顺时针（南半球）旋转的同时，向气旋中心汇合，因而低层为空气的水平辐合，导致气旋区内的空气在垂直方向上做上升运动，易成云致雨。空气中水汽越多，上升运动越强烈，产生的降水就越大。一般来说，气旋中有降水和大风天气，即往往和坏天气联系在一起。

同样，在近地面层，由于摩擦作用，反气旋区域内的气流在做顺时针（北半球）或逆时针（南半球）旋转的同时，自中心向四周疏散，因而反气旋区低层为空气的水平辐散，导致反气旋中心区域盛行下沉气流，中心地区一般为晴朗少云的好天气，而且风也较小。其边缘不同部位的天气随与周围天气系统的配置情况而异。

第二节　温带气旋

温带气旋（Extratropical Cyclone）频繁产生和活动于中高纬的温带地区，是经常影响中高纬大洋航线天气的主要风暴系统，发展强盛的锋面气旋，最大风速可达12级或以上，可引起海上风暴、强烈的雷雨和低能见度等恶劣天气。由于在温带气旋中大多伴有锋面存在，因此又常称为锋面气旋。温带气旋在其生命史上的各个阶段温、压场结构极不相同，故与其伴随的天气现象也有较大差异。

一、温带气旋的生命史

根据气旋生成的波动学说，温带气旋大多生成于锋面上的波动。从生成到消亡，大体分为四个阶段，如图5-1所示。现简要介绍各个阶段的主要特征：

1. 波动阶段（或初生阶段）

在气旋发生前，高纬为东风，低纬为西风，且高纬冷、低纬暖，中间便存在一条锋面（虚线），如图5-1(a)所示。开始出现波动时，如图5-1(b)所示，冷空气向南侵袭，暖空气向北扩展，有利于在波峰附近形成一个气旋环流，并出现冷、暖锋及锋面降水。与此同时，地面上波峰附近气压开始下降，比四周气压低2～3 hPa，可分析出一根闭合等压线，此时，气旋便产生了。在该阶段，冷锋向前行进和暖锋向东的撤退，使整个锋面波大致沿着摩擦层以上的暖区气流方

向移动,且速度较快,24 h 可移动十几个经距。在卫星云图上主要表现为有逗点云系 A 逐渐逼近锋面云带 EGF,锋面云带变宽,在最宽处 G 为地面最大降压中心,如图 5-1(Ⅰ)所示。

2. 成熟阶段(或青年阶段)

随着波动振幅的不断加大,冷、暖锋进一步发展,中心气压继续降低,比外围低 10 ~ 20 hPa,地面图上闭合等压线增多。锋面降水强度、范围继续增强。此阶段的气旋又称为青年气旋。在该阶段,气旋一般仍沿暖区气流方向移动,速度比波动阶段略减,24 h 约移动 10 个经距,如图 5-1(c)、(d)所示。在卫星云图上,锋面云带的凸起部分更加明显,并有向外辐散的卷云线,如图 5-1(Ⅱ)所示。

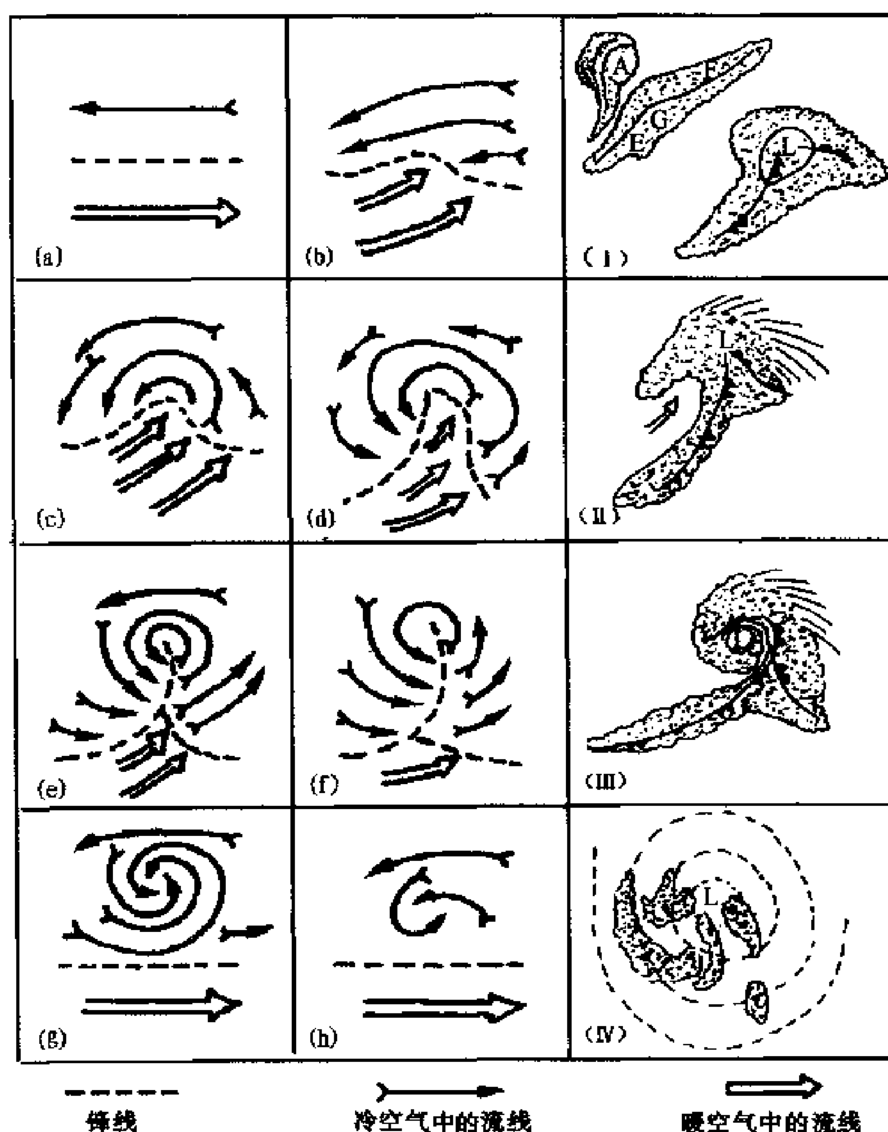


图 5-1 温带气旋生命史及各阶段卫星云图特征

3. 锢囚阶段

由于冷锋移动通常比暖锋快,最后可追上暖锋,使得地面暖空气被迫抬离地面,形成锢囚。锢囚开始时,冷、暖锋相遇,锋面抬升作用增强,降水强度、范围均增大。在该阶段,气旋发展最强,中心气压降到最低,比外围低 20 hPa 以上,风力最强,大风范围进一步扩大,地面暖区范围不断变窄,如图 5-1(e)、(f)所示。以后随着锢囚锋的发展,气旋逐渐转变成低层的一个冷性

涡旋，上空仍为暖空气占据，此时的移速大大减慢。在卫星云图上，地面气旋上空出现螺旋状云系，锋面云带后出现干舌，并逐渐伸向气旋中心，水汽供应切断，表示气旋已不会发展，如图5-1(Ⅲ)所示。

4. 消亡阶段

气旋逐渐与锋面脱离，最终成为一个冷性涡旋，后在地面摩擦的作用下慢慢填塞消亡，如图5-1(g)、(h)所示。在卫星云图上，涡旋云系破碎、断裂、消失，如图5-1(Ⅳ)所示。

完成这四个阶段一般需要5天，但不同地区也有较大差异。在东亚，一次气旋活动过程一般在5天以下，经常在3天左右即可完成。在北大西洋和欧洲，锋面气旋的生命历程可超过5天。

需要指出的是，实际上并不是所有的锋面气旋的发展演变都完全符合上述理想模式，但由于该模式基本把握了大多数锋面气旋各个发展阶段的关键特征，因此具有一定的代表意义。

二、气旋的再生与气旋族

1. 气旋的再生

趋于消亡或正在消亡的气旋，在一定的条件下又重新发展起来的过程称为气旋的再生。在东亚地区气旋的再生一般有两种情况：

1)副冷锋加入后再生

当有大量新鲜冷空气侵入衰老气旋后部，在新鲜冷空气与原来的冷空气之间构成新的温度对比，形成新的锋，称为副冷锋，由于副冷锋的侵入，使气旋又重新活跃起来。

2)气旋入海后再生

有时气旋入海后，特别是冬半年，由于海面的加热作用，有暖湿空气侵入，增加了大气的不稳定及能量供给，再加上海面的摩擦力比陆地上小，使得气旋又再度加强，如华北及江淮地区有些气旋在陆地上本来没有很大发展，但当它们东移进入渤海、黄海或日本海后，常常能迅速发展，甚至造成海面的突然大风，需要特别引起注意。

2. 气旋族

锋面气旋有时不是单个的发生，而是在同一条锋线上出现一连串的气旋序列，沿锋线顺次移动，称之为气旋族。组成气旋族的各个气旋通常处在不同的发展阶段，最前面的可能已经锢囚(最老)，其后跟着一个发展成熟的气旋，再后面跟着一个初生的气旋(最年轻)。一个气旋族中气旋个数不等，多的可达5个，少的只有2个。我国境内，除了江淮流域的梅雨季节外，出现较少，欧洲气旋族最常见，在中纬度像锁链一样的气旋一个挨着一个，首尾相接，一直延伸到高纬度地区。

三、锋面气旋天气模式及风浪分布特征

1. 锋面气旋天气模式

气旋中的天气随季节、地理条件和气旋本身情况而异。从大量实际的个例中归纳出基本相同点，便可总结出气旋的天气模式。图5-2为成熟阶段气旋(青年气旋)的天气模式。

假设在北半球，船舶自东向西沿着AB路线从气旋中心以南(低纬度一侧)与气旋相向通过，会遇到如下的天气变化：

1)气旋前部(东部)

气旋前部为暖锋云系和降水。云系向前伸展很远，尤其是靠气旋中心时，云区最宽，离中心越远，云区越窄，从前往后依次见到的云系排列为：Ci→Cs→As→Ns。降水位于地面暖锋线

前200～400 km 范围内，一般为连续性降水，但若空气不稳定时，还会出现积状云和阵性降水。随若暖锋的接近，气压明显降低，风力增大，暖锋前多吹 E—SE 风（南半球 E—NE 风）。此外，在锋前约 50～100 n mile 范围内常有锋面雾。

2）暖区（暖锋后、冷锋前）

当风向转为 S—SW 风（南半球 N—NW 风），表明暖锋已过，进入了暖区。此时气压基本停止下降，其天气特点主要取决于暖气团的性质。如果暖气团水汽充沛（如热带海洋气团），则靠近中心易出现 St、Sc，有时可出现大片平流雾和毛毛雨。如果暖气团比较干燥，则只有一些薄云。值得注意的是：除冷锋前的狭窄地带外，暖区中风力都不大，但当气旋入海发展，移近副高的西北或北部边缘时，暖区中常有 SW 大风出现。

3）气旋后部（西部）

当风向转为 N—NW 风（南半球 S—SW 风）时，表明冷锋已过，此时具有冷锋的云系和降水。如果是第一型冷锋（地面锋线通常位于高空槽前）一般为层状云、连续性降水，有时有锋面雾；如果是第二型冷锋（地面锋线通常位于高空槽附近或后部），则多为积状云、阵性降水和阵性大风。锋后气压稳定回升，风力迅速增大，在海上，冷锋后常有 7～8 级大风，有时甚至达到 11 级。当船舶远离冷锋后，天气转晴，风力也逐渐减小。

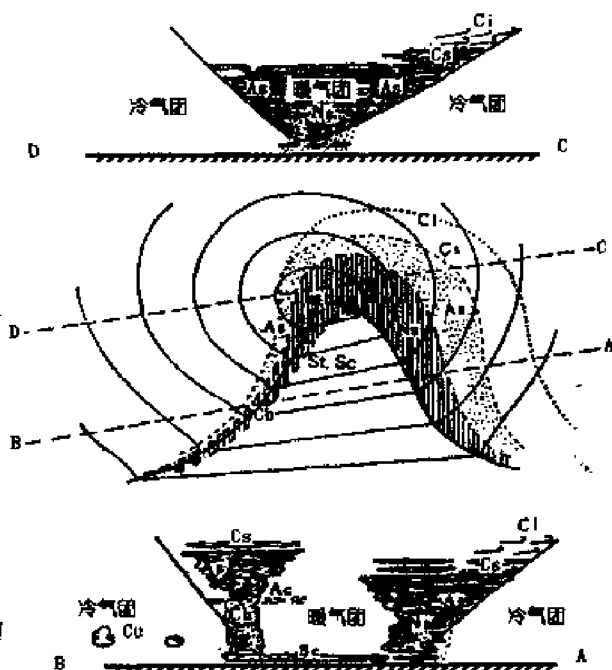


图 5-2　锋面气旋天气模式（北半球）

如果船舶自东向西沿若 CD 路线从气旋中心以北（高纬度一侧）通过时，则遇到的是锋面附近冷气团里的天气，靠近气旋中心有很厚的云层和较强的降水，风力增大，风向由 SE→E→NE→N→NW 做逆时针改变（南半球风向按 NE→E→SE→S→SW 做顺时针改变）。

以上是处于成熟阶段的气旋的天气模式，代表了锋面气旋天气所共有的基本特征，而实际的锋面气旋天气由于所具备的条件不同还要复杂一些。当气旋处在锢囚阶段时，地面风速增大，辐合增强，通常云和降水都显著发展，云系比较对称地分布在锢囚锋两侧，而当气旋进入消亡阶段时，云和降水逐渐减弱消失。

2. 气旋中风浪的分布特征

根据对西北太平洋上较强气旋的研究结果表明，气旋中风和浪的分布并不是中心对称的，而是南侧比北侧要显著，且气旋中心西南侧最为显著，这种不对称性在冬季最为明显。图 5-3 中显示：在气旋中心西南侧相当远处仍有强风和大浪，7 m 以上的波浪中心位于气旋中心 SSW 方向 300～600 n mile 处（图中同心圆分别表示距气旋中心 60、300 和 600 n mile 的距离）。因此，船舶航行应尽量避开这一部位，特别是与气旋相向而行时。

四、温带气旋的活动规律

1. 气旋的源地

锋面气旋主要活动在冷、暖气团接触频繁的温带地区。其中极锋区是温带气旋频繁发生的地方，极锋的平均位置在 45°N～50°N 一带，且随着季节有南北位移，最北可达 70°N 或更

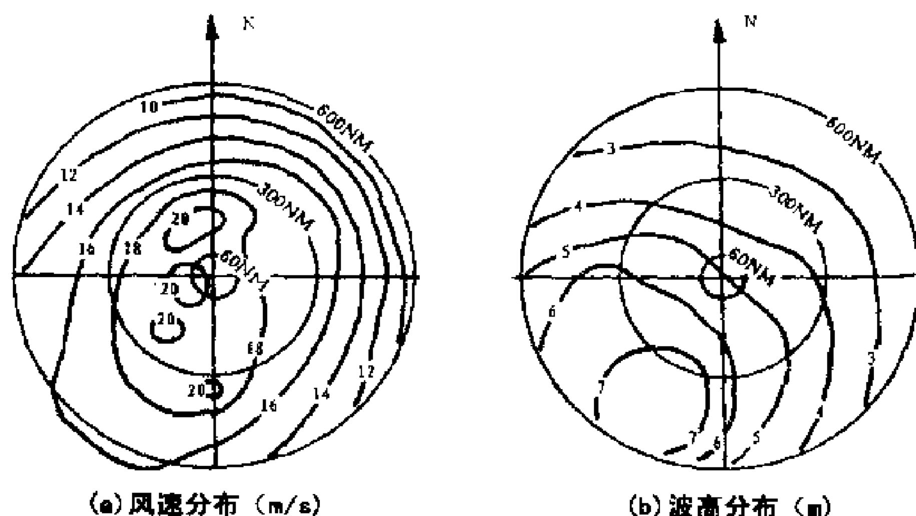


图5-3　典型锋面气旋的风浪分布

北，最南达25°N～30°N或以南。就影响世界主要航区的锋面气旋而言，其源地主要在东亚和北美东部海岸地区，且冬季北美中部和东部的气旋比亚洲多得多。来自东亚的锋面气旋影响北太平洋，而影响北大西洋的锋面气旋则主要来自北美大陆和美国东部沿海。此外，北太平洋中部、东北太平洋和北大西洋中部也有锋面气旋生成。

2. 气旋的主要移动路径

研究表明，气旋产生后，主要受西风带基本气流的引导，大体自西向东移动（无论南北半球均如此）。西风带基本气流常呈波状前进，主要的气旋路径就出现在高空平均大槽东部的西南气流中。因此，东亚气旋入海后，沿东亚大槽槽前的西南气流向东北方向移动，不断并入阿留申低压，形成了北太平洋上的主要气旋路径；而北美气旋入海后，是沿北美大槽槽前的西南气流向东北方向移动，最终并入冰岛低压，形成了北大西洋上的主要气旋路径。此外，还需注意的是，在太平洋中部，40°N、160°W～170°W东北太平洋附近海域气旋发生和通过的频数最多，并且通常气旋在此强烈发展，后绝大多数向东北方向迅速移动（移速可达35～40 kn），常常使船舶来不及避离，气旋最终移至北美的太平洋沿岸和阿拉斯加湾；另外发生和通过北大西洋中部的锋面气旋主要移向北欧，部分移入地中海。图5-4给出了北半球地面气旋发生频数的分布及主要路径，从中不难看出上述的气旋移动特点。

3. 气旋的时间变化特点

就整个北太平洋海域而言，冬季（12月至次年2月）是气旋活动最频繁且发展最强烈的季节，1月是全年气旋出现频率最高的月份，所占海域也最广，可达30°N以南；夏季气旋活动明显减少且强度也减弱，7月是全年气旋出现频率最低的月份，所占海域也向北收缩。北大西洋上的气旋活动具有与北太平洋相似的特点，即冬春季频率高、强度大、影响范围广，夏季气旋频率低、强度弱且范围北缩。在冬季，与影响北太平洋上来自东亚的气旋相比，影响北大西洋的来自北美中部和东部的气旋要多得多，如图5-4所示。

4. 气旋的移速

统计表明，锋面气旋在东亚的平均移速为30～40 km/h，在北美约为45 km/h，快的可达100 km/h，慢的则只有15 km/h。从气旋生命史的各个阶段来看，通常初生和发展阶段的移速快，初生阶段最快，而锢囚和消亡阶段的移速慢。从季节来看，春季移速快，夏季移速慢。

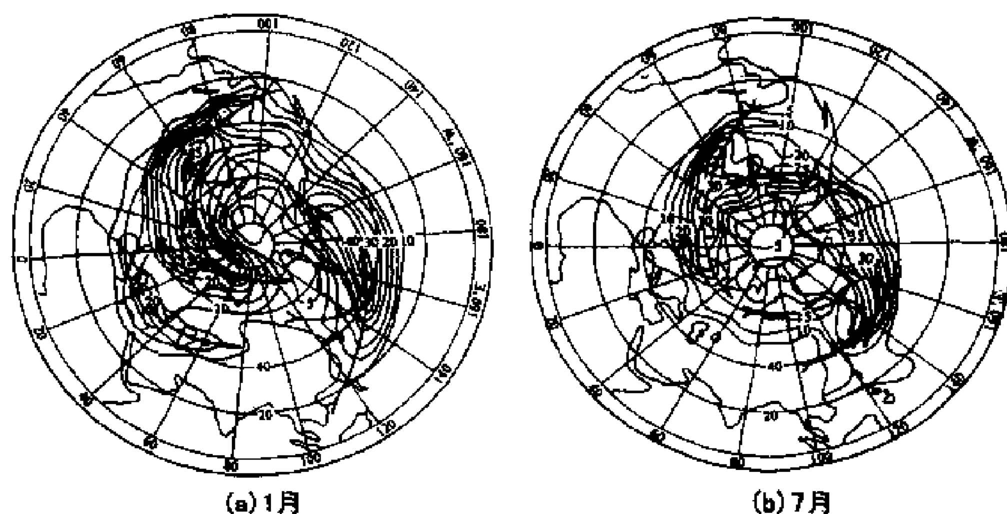

(a)1月　(b)7月

图5-4　北半球地面气旋发生频数的分布及主要路径

五、影响我国海域的锋面气旋

统计表明，东亚的锋面气旋主要发生在两个地区：北面的一个位于45°N～55°N之间，习惯上称为北方气旋，包括蒙古气旋（大多生成于蒙古中部和东部）、东北气旋（又称东北低压，多系蒙古气旋或河套、华北及渤海等地气旋移到东北地区而改称的）、黄河气旋（生成于河套及黄河下游地区）、黄海气旋（生成于黄海或由内陆移来的气旋）等。另一个，即南面的一个位于25°N～35°N之间，即我国江淮流域，东海和日本南部海面的广大地区，习惯上称为南方气旋，包括江淮气旋（主要发生在长江中下游、淮河流域和湘赣地区）、东海气旋（生成活动于东海地区，也有江淮气旋东移入海后改称的）等。

东亚锋面气旋移动路径主要有三种（如图5-5所示）：一是自西向东；二是自西南向东北；三是先自西北向东南，后再折向东北。

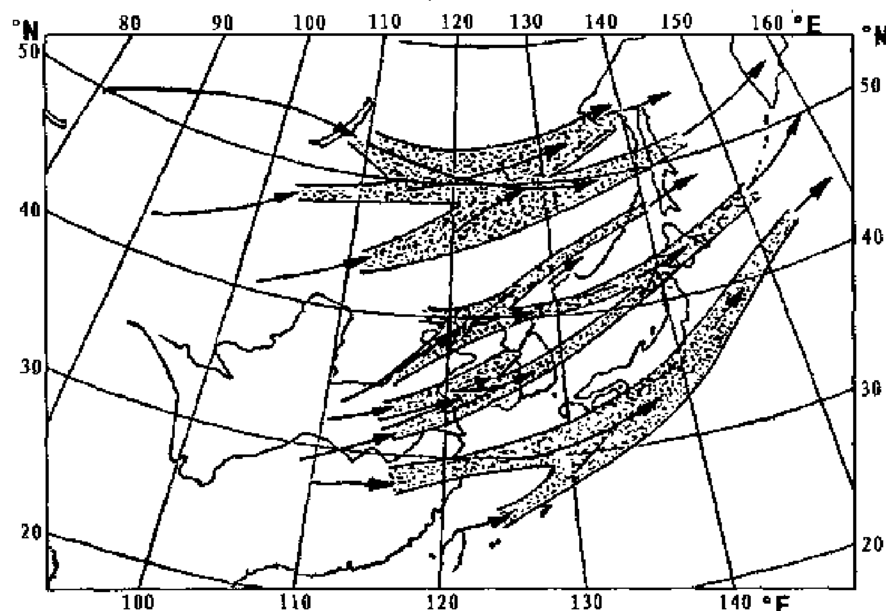


图5-5　东亚锋面气旋移动路径

（各条路径的宽窄，表示该路径气旋数目的相对多少）

以下主要介绍对我国沿海影响较大的锋面气旋的活动特点。

1. 黄河气旋

黄河气旋主要生成于河套、黄河下游及以东的海面上，常常影响黄河下游、辽东半岛、山东半岛、渤海、黄海北部和中部的海面。黄河气旋一年四季均可发生，但以夏半年(6~9月)为最多，约占全年总数的80%。黄河气旋常出现较强的大风，风力可达8级以上，当其向渤海移动时，渤海和辽东半岛一带常出现5~7级的大风。若水汽充沛，还可出现大到暴雨。黄河气旋的移动路径主要有三条，如图5-6所示。一般而言，黄河气旋沿北北东方向经渤海进入东北地区的这条路径，常常会得到发展。

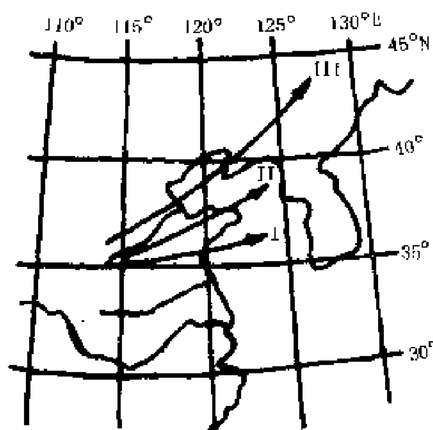


图5-6　黄河气旋移动路径

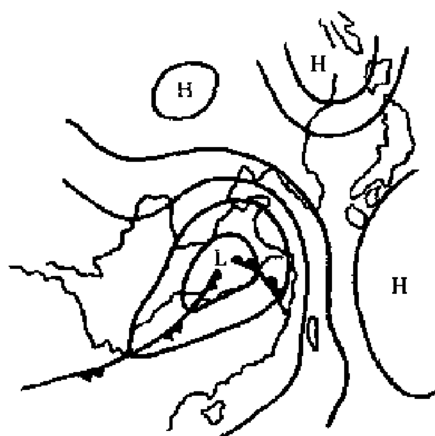


图5-7　江淮气旋

2. 江淮气旋

江淮气旋主要生成于长江中下游、淮河流域和湘赣地区，如图5-7所示，全年均可出现，但以春季和初夏(3~7月)为最多，约占全年总数的2/3，其中6月份最为活跃。江淮气旋生成后，长江、淮河及黄河下游等广大地区都会出现大片云系和降水，降水区常在700 hPa高空槽线(或切变线)与地面锋线之间，它是造成江淮地区暴雨的重要天气系统之一。另外，冷锋后和暖锋前常因暖的雨滴蒸发而形成很低的碎雨云和锋面雾。入夏前的春季，一般大陆比海洋冷，在气旋东部，东南风把海上的暖湿空气输送到沿海及大陆，常常冷却而形成平流雾或低云，甚至出现毛毛雨，使得海面能见度十分恶劣。这种恶劣天气区随着气旋移动，海上航行的船舶要特别注意。

江淮气旋一般在陆上风速不大，而入海后常常能迅速发展产生较强的大风，暖锋前为偏东大风，暖区为偏南大风，冷锋后则为偏北大风，主要影响黄海南部和中部海面，有时也会影响到黄海北部及渤海一带。

3. 东海气旋

主要是在东海海域发生、发展的气旋或江淮气旋移入东海后改称的，常常会影响东海和黄海南部海域。东海气旋多发生在春季，其次为冬季，夏季最少。东海气旋水汽充沛，因而多阴雨天气，降水区主要分布在气旋中心附近。气旋后部常有偏北大风，大风发生往往很突然，风力以靠近气旋中心苏南、浙江和福建北部最强，有时可达7~8级。值得注意的是，台湾海峡由于地形的影响，当冷锋过境时风力更大。

东海气旋生成后先是向东北偏东方向移动，到达日本南部海面后常会强烈发展，其移向转为东北，因此对朝鲜、日本一带海区的天气影响很大，常带来大风、降水和低能见度等恶劣天气，影响范围也不断扩大，如图5-8所示。

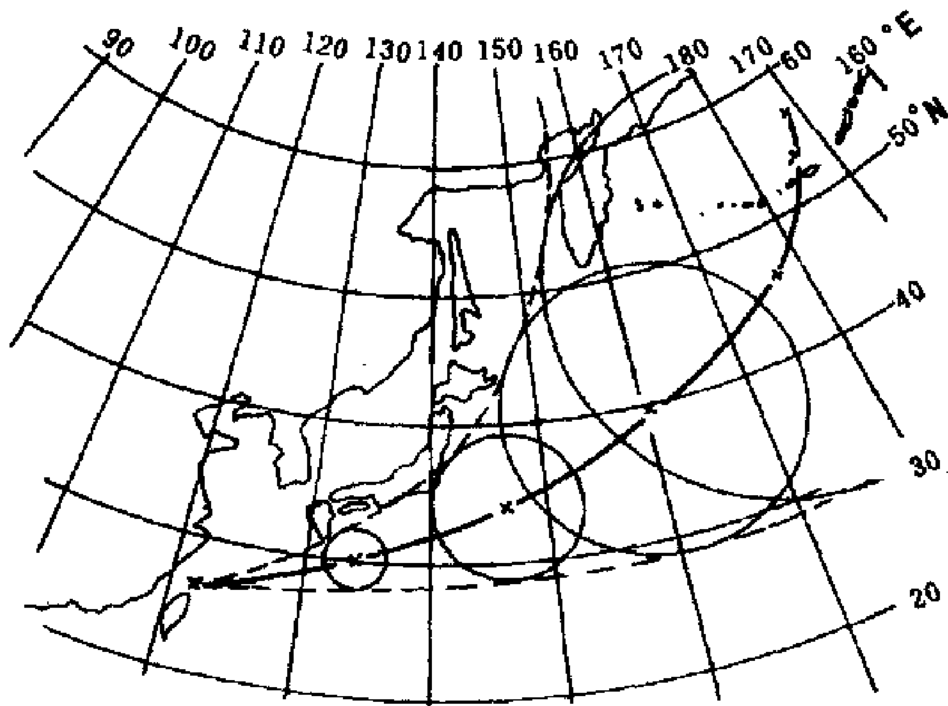


图 5-8　东海气旋的移动路径和影响范围

此外，值得注意的是在渤海中偶尔也有气旋新生，通常在 12 h 之内突然产生，后迅速加深造成大风，常称为渤海低压。渤海低压一般可持续 12 ~ 24 h，然后移向东北地区。目前对渤海的这种新生气旋的预报还有一定的困难，因此活动在此的船舶必须多加注意。

六、温带气旋的爆发性发展

20 世纪 80 年代以来，地面气旋的迅速发展成为气象学者所研究的热门课题之一。人们发现海洋上有些气旋会在短时间内急速发展，甚至有时在 24 h 内，气旋中心气压降低达 24 hPa 以上，瞬时风速迅速增至 30 m/s 以上，并伴有暴雨等剧烈天气，有些甚至能形成类似于台风的风场与云系分布，海面出现大浪和巨浪，这类气旋称为爆发性气旋，又称"炸弹气旋"。爆发性气旋对海上运输、渔业生产和海上作业构成严重威胁，其危害程度往往并不亚于热带气旋。

关于爆发性气旋的标准，不同的学者提出了不同的定义。1980 年，Sanders 提出，24 h 内气压下降达到或超过 24 $\sin\varphi/\sin60°$ hPa（φ 为气旋中心所在的纬度），称为气旋的爆发性发展。我国学者齐桂英提出，气旋中心不论在哪一纬度上，其中心气压的加深率只要 24 h 达到 24 hPa 或 12 h 达到 12 hPa，就定义为爆发性气旋。据研究，使用两者的定义分别统计爆发性气旋，其结果基本一致。

据统计，爆发性气旋冬季最多，主要出现在冬半年暖海洋上海温梯度最大的海域附近，大部分位于北太平洋和北大西洋的西北部。西北大西洋上的爆发性气旋在数量上比西北太平洋少，但强度强。东北太平洋是爆发性气旋的第三个多发区。

第三节　温带反气旋

活动于中、高纬度对流层中下层的反气旋主要由冷空气组成，属冷性反气旋，习惯上又称为冷高压(Cold High)。在中、高纬度地区一年四季均有冷高压活动，尤其在冬半年冷高压势力最强，活动最为频繁，是影响中、高纬广大地区的重要天气系统之一。亚洲的冷高压是世界上最强大的冷高压，对东亚和西北太平洋地区天气和气候都有重大影响。它的活动往往和冷空气活动联系在一起，势力强大的冷高压南下侵入我国，往往带来一次次的寒潮天气过程。

一、冷高压的结构

冷高压通常有两种类型：一种是温、压场分布接近对称的准静止型的冷高压；另一种是温、压场分布不对称的移动性的冷高压。准静止型冷高压的冷中心与高压中心接近重合，因而高压中心轴线基本是垂直的。高压强度随高度迅速减弱，一般到了对流层中层就不明显了，再向上往往变成冷性低压。这种冷高压在源地比较多见，它移动缓慢或基本不动，有利于冷空气在本地积聚和冷却增强。移动性冷高压在低层为冷空气，在上层东半部对应着空中冷温度槽，有冷平流南下，西半部对应着空中暖温度脊，有暖平流北上。冷空气一般是东部厚，西部薄，成楔状。高压中心轴线向南倾斜，高压强度随高度减弱，到了3～4 km高度上多变成高压脊，地面高压位于空中高压脊的前方。

在移动性冷高压上空，低层有辐散，高层有辐合，高压上空盛行下沉气流，下沉运动以冷高压中心及东部冷平流区较强烈，而西部暖平流区下沉运动较弱。

二、冷高压的天气特点

处于冷高压的不同部位其天气特征往往是不同的，一般把冷高压大致分为前部、中部和后部三个部分。

1. 冷高压前部（东部）

冷高压入侵时，它所造成的恶劣天气主要出现在冷高压前缘的冷锋附近，此处等压线密集，水平气压梯度大，冷平流较强。主要的天气特点：冷锋过境后，气温明显下降，偏北风较大，并常伴有雨雪。降温幅度和风力大小则由冷空气强度、路径及季节的不同而有差异。冬半年，强大的冷高压南下侵入我国时，常使气温剧烈下降，风力猛增，出现寒潮天气。在高纬度的海上航行时，处在冷高压的前部除了可能遭遇大风浪外，由于气温剧降，还容易引起船体积冰。

2. 冷高压内部（中部）

冷锋过后，则转受冷高压内部控制，气压升高，此时等压线变得稀疏，风速也明显减小。由于气团干冷，盛行下沉气流，故以晴冷、少云天气为主，风力微弱。在内陆、港口和沿海，由于辐射逆温和下沉逆温的存在易出现辐射雾、烟、霾等现象，能见度变坏。冬季可能有层云、层积云出现，夏季可能有淡积云。下沉逆温层上的波动，还易形成波状云。高压中部天气一般维持2～3天，以后随着气团的逐渐变性增暖，气温开始回升。

3. 冷高压后部（西部）

当冷高压中心入海后，我国沿海地区便处在高压后部，气压逐渐下降，偏南风，风力不大，偏南气流把海上的暖湿空气输送过来，气温有所回升且湿度增大。春季在入海变性的冷高压后部，还常出现平流雾、毛毛雨或层云。

三、冷高压的活动规律

冷高压的活动相当频繁，我国一年四季都有冷空气活动，但强度和影响的范围随季节而不同。据统计，冬季一次强冷高压的活动过程平均为7天左右。东亚地区大约每3～5天就有一次，活动地区主要在蒙古西部到我国河套地区呈西北—东南走向的狭长地带内，夏季冷高压强度一般很弱。冷高压的移动受其上空3～5 km高度的气流的引导，移向和高空气流相一致，总体上是自西向东或自西北向东南方向移动，实际工作中一般用700 hPa气流来预报地面冷高压的移动效果较好。

实际上冷高压的移动有多种形式，有时是整个高压一起移动，有时是高压中心基本不动，只是向某个方向或两个方向伸出高压脊，伸出的高压脊也可以发展成一个脱离母体的单独的高压中心。冷高压在东移和南下过程中，由于变性会使高压中心产生分裂，它们在我国消失者不多，多数经我国后东移入海，在海上变性为暖高压，最后并入副热带高压中。

四、寒潮

1. 寒潮的概念

寒潮(Cold Wave)是当冷高压强度很大时，其前缘冷锋所带来的大规模的强冷空气的活动过程。因为这种冷空气来势凶猛，如同汹涌的潮水一样，所以我国气象工作者把它称作“寒潮”或“寒潮爆发”。在国际上也有称“寒流”或“冷波”的。那么，冷空气强到什么程度才算是寒潮呢？各地标准不一。过去，中央气象台发布寒潮警报的标准是：一次冷空气活动，在24 h内气温剧降10℃以上，同时这一天的最低气温降至5℃以下。但由于我国幅员辽阔，同一标准很难适合各地的情况，故后来中央气象台又根据冷空气的强度和范围作了新的补充规定：若一次冷空气活动，使长江中下游及以北地区48 h内降温10℃以上，长江中下游（春季为江淮地区）最低气温达4℃或以下，并且陆上有三个大区伴有5～7级大风，渤海、黄海、东海先后有6～8级大风，称为寒潮。如果上述区域48 h内降温达14℃，其余条件相同，则称为强寒潮；而未达到以上标准的，则称为一般冷空气活动或较强冷空气活动。国家气象局根据冷空气的强度和影响范围，把冷空气活动划分为全国性寒潮、区域性寒潮、强冷空气和一般冷空气四类。

寒潮的爆发需具备两个基本条件：一是要有冷空气的酝酿和积聚过程；二是要有引导冷空气侵入我国的合适流场。

2. 寒潮过程的天气特征

由于寒潮是大规模的强冷空气的活动过程，在地面图上表现为强冷高压向低纬地区移动，如图5-9所示，因此寒潮天气过程与前述冷高压的天气过程相似，但寒潮天气要剧烈得多，尤其是冷高压前缘的强冷锋附近，出现剧烈的降温和大风，有时还伴有雨、雪或霜冻。在高纬海上航行的船舶，除遭遇大风浪外，还容易引起船体积冰等危害。

寒潮冷锋过境前，一般吹偏南风，风力较弱，天气相对较暖。随着冷锋的接近，气压下降，水平气压梯度增大，偏南风相应增大。冷锋一过境，风向便转为偏北风，气压急剧上升，气温急降，湿度变小。若冷锋南下快，风向一旦转为偏北风，风速急速增大；若冷锋南下慢，风向转北后风速逐渐增大，最大风力常出现在冷锋过境后的3 h左右。寒潮大风在海上一般为6～8级，最大可达10～11级，能激起很高的海浪。渤海、黄海、东海北部多为西北到北风，东海南部和南海多为东北风，大风持续时间一般为1～2天，有时在2天以上。

寒潮冷锋过境后，随着冷锋的远离，则逐渐转受冷高压中部和后部天气的控制，天气特点如前“冷高压的天气特点”所述。图5-10为一次寒潮过程的综合动态图，图中绘有地面冷高压

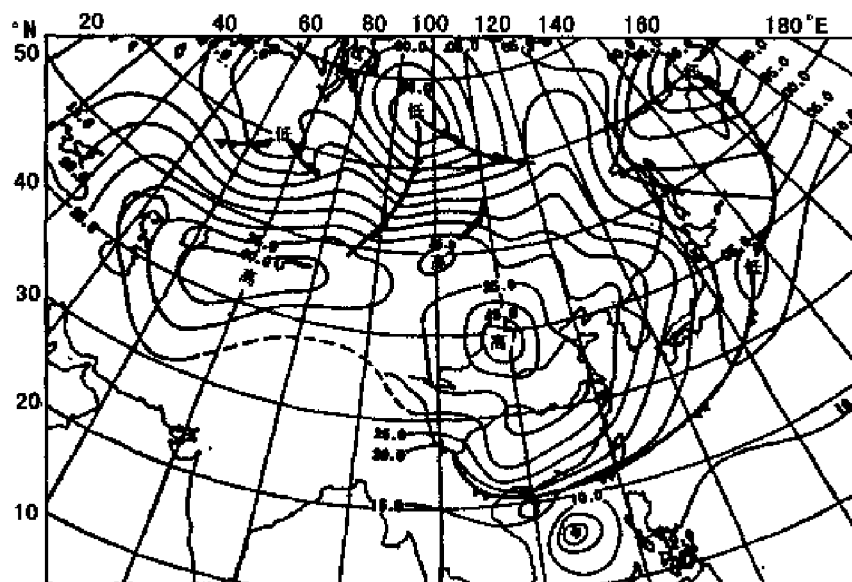


图 5-9 寒潮天气地面形势(1970 年 11 月 15 日 08 时)

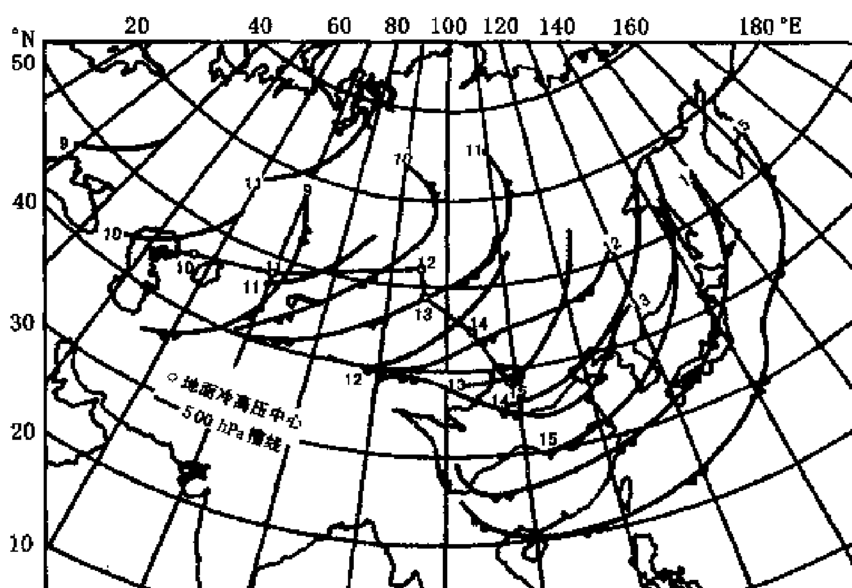


图 5-10 寒潮过程综合动态图(1970 年 11 月 9～15 日)

中心、冷锋和 500 hPa 高空槽线的逐日位置。

当亚洲大陆有寒潮爆发南下时,由于青藏高原和伊朗高原的阻挡作用,强冷空气很少能直接侵袭到南亚地区,但东南亚和南海地区却经常遭受强冷空气侵袭,尤其从 12 月份开始,强冷空气可以直入南海,到达越南南部、马来半岛南部,甚至越过赤道侵入到南半球。

除了上述介绍的东亚寒潮之外,在北美洲,极地大陆气团在加拿大堆积形成冷高压,在一定高空环流形势下向南爆发也能形成寒潮天气,冬季常常影响美国中部和东部,有时甚至影响墨西哥沿岸海域。此外,欧洲和南半球的澳大利亚也有寒潮的天气过程。

五、冷空气的源地和路径

冷空气是导致天气变化的重要角色。我国大部分地区的天气过程大多表现为一次又一次的冷空气南下过程。冬半年我国常处于东亚大槽后部,冷空气活动对我国天气的影响十分显

著，即使在夏季，冷空气活动也是引起大风、降水、冰雹等恶劣天气的重要原因。因此，要做好天气预报必须密切注意上游地区冷空气的活动情况。

1. 冷空气的源地

冷空气源地是指冷空气开始形成和聚集的地区。据统计，影响我国的强冷空气源地主要有三个：

1）新地岛以西的北方寒冷的洋面

来自这个地区的冷空气最多，达到寒潮强度的也最多。

2）新地岛以东的北方寒冷的洋面

来自这个地区的冷空气频数不高，但强度较强，达到寒潮强度的次数也较多。

3）冰岛以南洋面

来自这个地区的冷空气频数较多，但强度较弱，因此达到寒潮强度的次数较少。

2. 冷空气的路径

冷空气的路径是指冷空气主体移动的路线。统计结果表明：上述三个源地的冷空气在侵入我国之前，95%都要经过西伯利亚中部地区（70°E～90°E，43°N～65°N），并在那里积累加强，故该地区称为“寒潮关键区”，如图5-11所示。

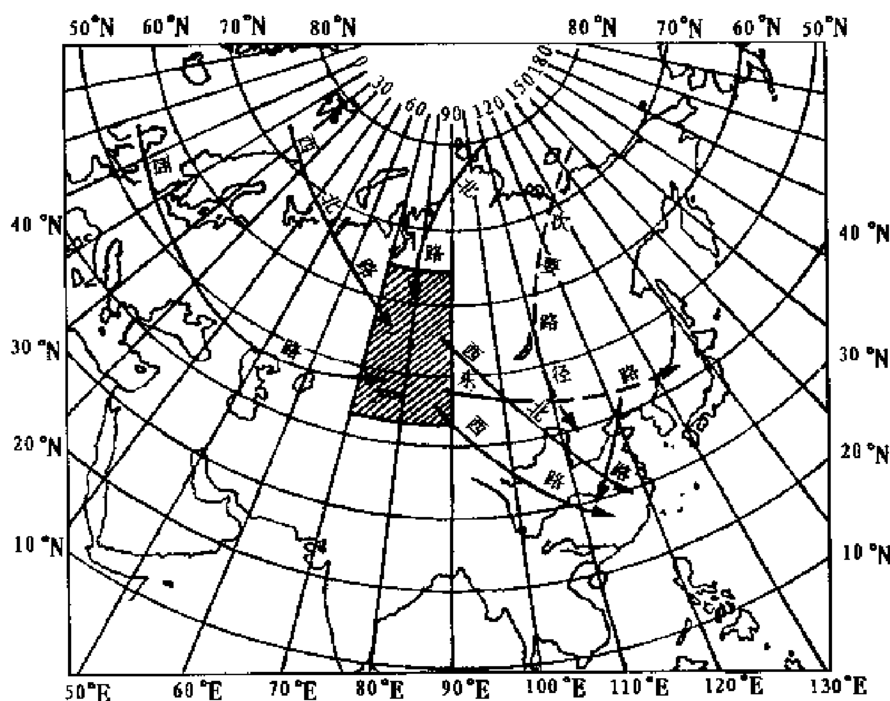


图5-11　影响我国的冷空气源地、路径及关键区

冷空气从关键区南下侵入我国的路径一般有四条：

1）西北路（中路）

冷空气从关键区经蒙古到达我国河套附近南下，直达长江中下游及江南地区。受该路冷空气影响，长江以北以偏北大风和降温为主，江南有雨雪。

2）西路

冷空气从关键区经我国新疆、青海，从青藏高原东侧南下，主要影响西北、西南和江南各地，一般强度不大。

3）东路

冷空气从关键区经蒙古到达我国内蒙古及东北地区，以后其主力继续东移，但低层冷空气折向西南，经渤海侵入华北，直达两湖盆地。此路冷空气常使渤海、黄海、黄河下游及长江下游出现东北大风。

4）东路加西路

东路冷空气从河套下游南下，西路冷空气从青海以东南下，两股冷空气在黄土高原东侧，黄河和长江之间汇合继续南下，造成黄河、长江之间大范围雨雪和大风天气。冷空气从关键区到入侵我国西北地区，一般需要1~2天；入侵华北、东北地区，一般需要3天；而入侵长江以南，约需4天。

第四节　副热带高压

副热带地区是指两个半球的20°~35°纬度的地区，这里经常出现的暖性高压称为副热带高压（Subtropical High），简称"副高"。由于海陆分布的影响，副热带高压带常常断裂成若干个具有闭合中心的高压单体。这些高压单体主要位于海洋上，分别称为北太平洋副热带高压（又称夏威夷高压）、北大西洋副热带高压（又称亚速尔高压）、南太平洋副热带高压、南大西洋副热带高压和南印度洋副热带高压。

副热带高压是大型、持久的暖性深厚系统，它是控制热带、副热带地区的大气活动中心，是组成大气环流的重要成员之一。它除了制约热带、副热带地区天气外，对中、高纬度地区天气也有重要影响。出现在西北太平洋上的副热带高压（又称西太平洋副高），西端的脊常常伸到我国沿海，夏季可伸达我国陆地，对我国东部地区及附近海域的天气有直接而重大的影响。

本节主要介绍西太平洋副高的基本特征。

一、副热带高压的活动规律

西太平洋副高的活动，表现为副高强度、位置、范围的季节性变化和非季节性变化。

1. 副高位置的表示

夏季太平洋上的副高常为两个中心，分别位于东、西太平洋上，位于西太平洋上的副高通常称为西太平洋副高（或西太副高），其高压脊线可伸至我国沿海，有时可伸入内陆。在实际工作中常用以下两种方法来确定它的位置：

1）以500 hPa图上副高脊线（闭合等压线或等高线的长轴）的位置和走向表示副高所在位置和走向，以高压脊线的南北移动来表示副高的南退和北进。

2）以500 hPa图上的588位势什米等高线表示副高边缘所伸展的范围。588线的范围西伸扩展，表示副高增强，其高压脊线也西伸；588线的范围东撤缩小，表示副高减弱，其脊线也东退。

2. 副高的季节性变化

西太平洋副高受太阳高度及海陆热力差异的影响，有明显的季节变化。冬季，副高势力减弱，退居海上和低纬地区；夏季，副高势力增强，范围扩大，控制副热带地区的海洋和陆地，从春到夏，副高不断北进，入秋以后又南退。副高一年中北进与南退过程并不是匀速进行的，而是表现为稳定少变、缓慢移动和跳跃三种形式。一般北进持续时间较长，速度缓慢，南退经历的时间较短，速度快。冬季副高脊线在15°N附近徘徊，强度较弱，随着季节的转暖，脊线开始缓

慢北移,5 月底至 6 月初,特别是 6 月中旬,出现第一次北跳,脊线突然北跃至 20°N 以北,并稳定在 20°N ~25°N 之间,高压强度增强,范围扩大。到 7 月中旬,脊线再次北跳,跃过 25°N,到达 25°N ~30°N。7 月底至 8 月初,脊线跨越 30°N 到达一年中最北的位置,势力最强。从 9 月份起,脊线迅速南退并减弱,9 月上旬脊线第一次回跳到 25°N 附近,10 月上旬回跳到 20°N 以南地区,从而结束了以一年为周期的季节性南北移动。一般在 6 月至 7 月副高跳跃性北进时,其强度亦出现突然增强,到 9 月中旬以后出现突然减弱。

3. 副高的短期变化(非季节性变化)

西太平洋副高在随季节作南、北移动的同时,还存在较短时期的活动。副高的短期变化主要表现为在季节性的北进中可能有短暂的南退,南退中可能有短暂的北进,呈现出南北震荡现象,并且北进常与西伸相结合,南退常与东撤相结合。这种短期变化持续时间长短不一,如果把一个进退作为一个周期,则西太平洋副高的长周期可达 10 天以上,短的仅 1 ~2 天。短期活动在夏季最为明显。研究表明,西太平洋副高的短期变化除内在原因外,大多和周围的天气系统活动密切相关。

二、副热带高压的天气分布

副热带高压的天气分布如图 5-12 所示。

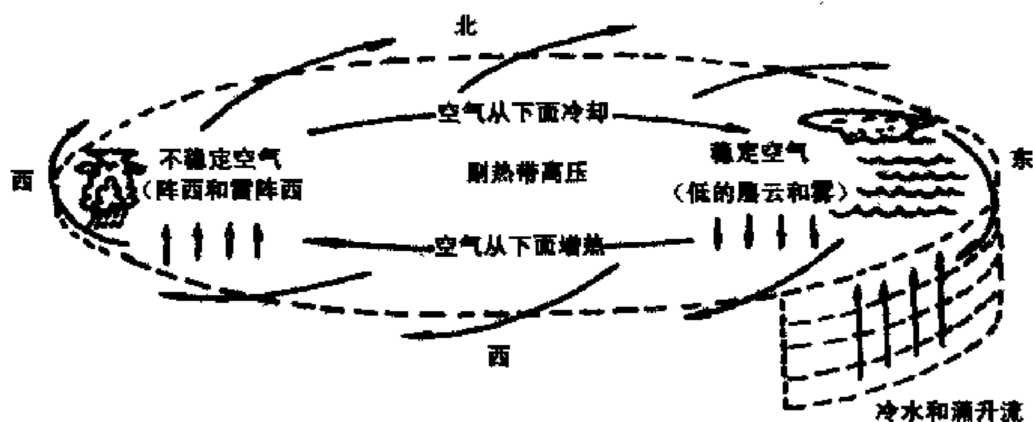


图 5-12　副热带高压天气分布特征

在高压内部一般是辐散气流占优势,为下沉气流区,特别是副高脊线附近下沉气流盛行,多晴朗少云天气,又因为气压梯度小,所以风力微弱,天气温暖,若西伸脊控制大陆时则十分炎热,出现久旱无雨的天气。

副高西部和东部的天气有很大差异。在高压东部为偏北的冷气流,且大洋东部存在着冷的涌升流,因此下层数百米高度内成为相对的冷空气层,大气层结稳定,大洋上有时会出现低的层云和雾,长期受其控制的一些陆地,因久旱无雨而变成沙漠。在副高的西部是偏南向的暖气流,而且位于暖海流上空,大气层结不稳定,多雷阵雨和大风。

副高的北侧与盛行西风带相邻,气旋和锋面活动频繁,上升运动强,再加上西部偏南气流带来的充沛的水汽,于是这些水汽在副高北侧凝结,形成大范围的雨带,雨带通常位于副高脊线以北 5 ~8 个纬距处,走向大致和脊线平行。副高南侧是信风气流(东风),通常风向稳定,风力不大,天气晴好。但当有东风波、热带气旋等天气系统时,则会出现雷暴、大风、暴雨等强对流天气。

三、副高活动对我国沿海天气的影响

西太平洋副高对我国东部地区以及近海的天气影响很大,特别是夏半年表现更为突出。副高的季节性位移影响着我国东部雨带的南北移动。通常雨带位于副高脊线以北5~8个纬距处。当副高脊线位于20°N以南时,雨带位于华南(27.5°N以南地区),3~6月中旬是雨量比较集中的时期,这段时间通常称为华南雨季。其中2~4月,副高脊线由18°N以南的南海北部缓慢北进,3~4月华南雨量缓慢增加,5月上、中旬到6月上旬,副高脊线位于18°N~20°N,华南沿海的雨量陡增,6月上旬达最大,这段时间一般称为华南前汛期。

从6月中旬起,副高脊线北跳过20°N,稳定在20°N~25°N之间时,雨带北移至长江中下游和日本一带,华南降水迅速减少,也标志着华南前汛期的结束,长江中下游梅雨期(即江淮的梅雨季节)开始。

到了7月中旬前后,副高脊线第二次北跳,跃过25°N,稳定在25°N~30°N之间,此时雨带移到了黄淮流域,称为黄淮雨季,长江中下游的雨量迅速减少,梅雨结束,开始被西太平洋副高所控制,天气炎热少雨,若副高强大,控制时间长,还会造成严重的干旱。此时的华南又开始多受热带气旋的影响,进入第二个雨量集中期,称为华南后汛期。

从7月底到8月初,副高脊线进一步北跃过30°N,雨带也移至华北、东北地区,华北雨季开始,黄淮地区进入酷暑盛夏。9月副高开始南退,雨带也随之南撤。当副高脊线南退回25°N以南后,长江流域进入秋雨季节,脊线退到20°N以南时,华南又多阴雨。

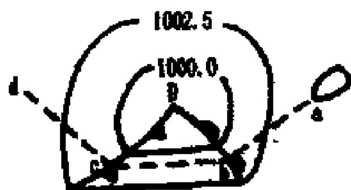
副高的变动和某些地区的旱涝关系极为密切,副高的南北季节性移动出现异常时,往往会造成一些地区干旱、另一些地区洪涝的反常现象。

春末夏初,当西太平洋副高显著加强时,若我国东部沿海有低压(槽)发展,即构成"东高西低"或"南高北低"的形势,副高脊线的西部常出现偏南大风。此外,若副高西伸脊的边缘正好控制我国沿海时,其西侧的偏南气流将低纬的暖湿空气输送到沿岸冷流水域时,常常形成大范围的平流雾或低云。

另外,副高对西北太平洋热带气旋的移动路径也具有决定性的影响。

复习思考题

1. 何谓气旋和反气旋?简述它们的强度、范围和分类。
2. 锋面气旋的生命史分哪几个阶段?简述各个阶段的主要特征。
3. 一般在什么情况下,能发生气旋再生?主要原因是什么?
4. 简述锋面气旋各个阶段的卫星云图特征。
5. 试分别绘出北半球和南半球发展成熟的温带气旋天气模式图。
6. 试根据北半球锋面气旋天气模式,简述某船沿下图中虚线a、b、c、d穿越气旋时,测得的真风向、真风速、温度、气压、云雨等将发生的变化。如船舶从北半球温带气旋的北侧通过,将遇到怎样的天气?如船舶分别从南半球锋面气旋的南、北两侧通过,遇到的天气又是怎样的?与北半球有何不同?



7. 简述西北太平洋强锋面气旋中的风、浪分布特征并解释原因。

8. 简述北半球锋面气旋的主要源地、移动路径和移速变化规律。

9. 影响我国沿海的气旋有哪些？简述它们的天气特点、移动路径、主要发生季节和影响海域。

10. 长江流域梅雨期常出现何种气旋？其主要天气如何？

11. 什么是爆发性气旋？简述其主要发生季节和海域。

12. 什么是寒潮？国家气象局发布的寒潮警报的标准是什么？

13. 试述北半球寒潮源地和侵入我国后的南下路径。

14. 说明典型冷高压的天气结构模式。

15. 简述我国东部沿海寒潮冷锋过境前、过境时和过境后的海上天气情况。

16. 何谓副高？前述其成因。

17. 如何表示副高位置？简述副高的季节性变化规律。

18. 绘图说明副高各部位的天气特征。

19. 简述西太平洋副高的活动对我国东部沿海天气的影响。

20. 试比较冷高压与副高的异同。

第六章　热带气旋

热带气旋是发生在热带海洋上的暖性气旋性涡旋，是对流层中最强大的风暴。它来临时会带来狂风、暴雨、巨浪、风暴潮等恶劣天气，对生命财产和海上航行船舶的安全会造成严重威胁。因此，航海人员应很好地掌握其活动规律和天气特点，积极地采取措施，做好预防工作，以减少和避免它造成的损失。

第一节　概　述

一、热带气旋的分类和名称

在全球不同的地区，热带气旋具有不同的分类标准和名称，如对于近中心最大风力12级以上的热带气旋，西北太平洋地区称之为台风，北大西洋和东北太平洋地区称之为飓风，北印度洋地区称之为强气旋性风暴，南半球洋面称之为热带气旋或强热带气旋。了解热带气旋的分类标准和名称，对于正确阅读世界各国发布的热带气旋警报具有重要意义。下面对全球各海域的热带气旋分类标准和名称分别加以叙述。

1. 西北太平洋（包括南海）地区

西北太平洋（包括南海）地区采用国际热带气旋的分类标准和名称（见表6-1）。

表6-1　西北太平洋（包括南海）地区热带气旋分类标准和名称

近中心最大风力等级（近中心最大平均风速）	名　称	代号
≤7级（≤33 kn）	热带低压（Tropical depression）	TD
8～9级（34～47 kn）	热带风暴（Tropical storm）	TS
10～11级（48～63 kn）	强热带风暴（Severe tropical storm）	STS
≥12级（≥64 kn）	台风（Typhoon）	T

注：近中心最大平均风速为10 min的平均风速

日本将近中心最大风力≥12级的台风又分成了三级：强台风（33～44 m/s或64～85 kn）；非常强台风（44～54 m/s或85～105 kn）和猛烈台风（54 m/s以上或105 kn以上）。

我国自1989年1月1日起开始采用国际热带气旋分类标准，但与国际标准不同的是，我国热带低压（TD）的标准规定为6～7级，近中心最大平均风速为2分钟的平均风速。2006年6月15日我国颁布了一套新的《热带气旋等级》标准（见表6-2），与以前的标准相比，新国标增加了强台风和超强台风2个等级。

表6-2　我国热带气旋等级划分表（2006年6月15日以后实施）

热带气旋等级（代号）	底层中心附近最大平均风速（m/s）	底层中心附近最大风力（级）
热带低压（TD）	10.8～17.1	6～7
热带风暴（TS）	17.2～24.4	8～9
强热带风暴（STS）	24.5～32.6	10～11
台风（TY）	32.7～41.4	12～13
强台风（STY）	41.5～50.9	14～15
超强台风（Super TY）	≥51.0	16或以上

2. 北大西洋和东北太平洋地区

北大西洋和东北太平洋地区热带气旋分类标准和名称如表 6-3 所示。

表 6-3　北大西洋和东北太平洋地区热带气旋分类标准和名称

近中心最大风力等级（近中心最大平均风速）	名　称	代号
≤7 级（≤33 kn）	热带低压（Tropical depression）	TD
8～11 级（34～63 kn）	热带风暴（Tropical storm）	TS
≥12 级（≥64 kn）	飓风（Hurricane）	H

根据飓风的破坏程度，Saffir-Simpsom 将飓风又分成了 5 个等级，称为 Saffir-Simpsom 飓风等级，见表 6-4。

表 6-4　Saffir-Simpsom 飓风等级

Saffir-Simpsom 飓风等级	最大平均风速			中心气压	风暴潮	
	mph	m/s	kn	(hPa)	ft	m
1 (Minimal)	74～95	33～42	64～82	>980	3～5	1.0～1.7
2 (Moderate)	96～110	43～49	83～95	979～965	6～8	1.8～2.6
3 (Extensive)	111～130	50～58	96～113	964～945	9～12	2.7～3.8
4 (Extreme)	131～155	59～69	114～135	944～920	13～18	3.9～5.6
5 (Catastrophic)	>156	>70	>136	<920	>19	>5.7

注：1 mph（英里/小时）=0.447 0 m/s =0.868 4 kn；1 ft（英尺）=0.304 8 m

3. 北印度洋地区

在北印度洋地区，对热带气旋的分类多样化，表 6-5 为印度热带气旋的分类标准与名称，其他国家基本与此相似。

表 6-5　印度热带气旋分类标准和名称

近中心最大风力等级（近中心最大平均风速）	名　称	危害程度
≤4 级（≤16 kn）	低、低压区（Low）	
5～6 级（17～27 kn）	低气压（Depression）	
7 级（28～33 kn）	深低压（Deep depression）	小（Minor）
8～9 级（34～47 kn）	气旋性风暴（Cyclonic storm）	小到中等（Minor to moderate）
10～11 级（48～63 kn）	强气旋性风暴（Severe cyclonic storm）	中等（Moderate）
12～14 级（64～90 kn）	非常强的气旋性风暴（Very severe cyclonic storm）	大（Large）
15～17 级（91～119 kn）	非常强的气旋性风暴（Very severe cyclonic storm）	巨大（Extensive）
>17 级（≥120 kn）	超级气旋性风暴（Super cyclonic storm）	毁灭性（Catastrophic）

4. 南太平洋和东南印度洋

南太平洋和东南印度洋地区热带气旋分类标准和名称见表6-6。

表6-6 南太平洋和东南印度洋地区热带气旋分类标准和名称

近中心最大风力等级（近中心最大平均风速）	最大阵风风速	名　称
≤7 级（≤33 kn）		热带低压（Low pressure）
8～11 级（34～63 kn）	>90 km/h（49 kn）	热带气旋（Tropical cyclone）
≥12 级（≥64 kn）	>170 km/h（92 kn）	强热带气旋（Severe tropical cyclone）

注：1 km/h（公里/小时）=0.277 8 m/s =0.539 7 kn

5. 西南印度洋地区

西南印度洋地区热带气旋分类标准和名称见表6-7。

表6-7 西南印度洋地区热带气旋分类标准和名称

近中心最大风力等级（近中心最大平均风速）	名　称
≤7 级（≤33 kn）	热带低压（Tropical depression）
8～9 级（34～47 kn）	中等热带风暴（Moderate tropical storm）
10～11 级（48～63 kn）	强热带风暴（Severe tropical storm）
12～14 级（64～89 kn）	热带气旋（Tropical cyclone）
15～17 级（90～115 kn）	强热带气旋（Intense tropical cyclone）
>17 级（>115 kn）	非常强的热带气旋（Very intense tropical cyclone）

二、热带气旋的命名

对热带气旋命名或编号有助于对热带气旋的识别。WMO 规定当热带气旋近中心最大平均风力达到 8 级（63 km/h，34 kn 或 17 m/s）及以上时，即对其进行命名或编号。

北大西洋、东北太平洋、北印度洋及南半球的热带气旋易发区一直采用给热带气旋命名的方法来识别热带气旋。在大多数区域，热带气旋命名表由该区域的热带气旋委员会制定，通常是按英文字母顺序排列，交替使用男性和女性的名字，如 Alex，Bonnie，Charley，Danielle，等等。各区域的具体做法不尽相同，有的地区命名表循环使用，有的地区时常制定新的命名表。如果某个热带气旋声名狼藉，比如造成了严重伤亡或造成了巨大财产损失，则将该热带气旋的名字从命名表中剔除，代之以同性别的另一个名字，并且第一个字母要相同。

西北太平洋地区多年以来有一个为热带气旋编号的制度，即由东京台风中心对达到热带风暴强度的热带气旋进行编号。我国一直采用热带气旋编号方法，对发生在 180°E 以西，赤道以北的西北太平洋和南海海面上的中心附近最大平均风力达到 8 级或以上的热带气旋，按其生成的先后顺序进行编号，以后其强度升级，但编号不变。如 9608 号热带风暴即是 1996 年在上述海域生成的第 8 个热带气旋，当它发展成强热带风暴时，就称为 9608 号强热带风暴，当它继续发展成台风时，就称为 9608 号台风。根据 1998 年 12 月 1 日至 7 日在菲律宾马尼拉举行的台风委员会第 31 届会议的决定，从 2000 年 1 月 1 日起，西北太平洋和南海热带气旋用亚太地区的柬埔寨、中国、朝鲜、中国香港、中国澳门、日本、老挝、马来西亚、密克罗尼西亚联邦、菲律宾、韩国、泰国、美国和越南 14 个成员提供（每个成员提供 10 个名字）的 140 个具有风土人情味的名字为其命名。同时，保留原有热带气旋编号。热带气旋英文名和编号由东京台风中

心确定。我国提供的10个名字有:玉兔、悟空、杜鹃、龙王、海神、电母、风神、海马、海燕、海棠。这套命名表分成10组,每组里的14个名字(每个成员提供1个名字),按每个成员的英文字母顺序依次排列。命名表按顺序循环使用,如某个热带气旋造成了巨大财产损失,则将其从命名表中删除,换用一个新的名字。从2000年1月1日至2006年1月1日,已有11个名字相继从命名表中删除,被新的名字所替代。附录2提供了2006年1月1日起执行的西北太平洋和南海热带气旋命名表。

三、热带气旋的发生源地和发生频率

全球热带气旋主要发生在低纬洋面上一些特定的海域,即北大西洋、东北太平洋、西北太平洋、北印度洋、西南印度洋、东南印度洋/澳大利亚和西南太平洋/澳大利亚(如图6-1所示),各海域热带气旋年平均发生数及占全球总数的百分比见表6-8。



图6-1 热带气旋发生源地

表6-8 1968年至1990年全球各海域被命名热带气旋(近中心最大风力≥8级)的年平均发生数及占全球总数的百分比

源地编号	源地名称	包括的范围	年平均发生数	占全球总数的百分比(%)
1	北大西洋	北大西洋、加勒比海、墨西哥湾	9.7(5.4)	11.6(12.0)
2	东北太平洋	北美到180°E	16.5(8.9)	19.8(19.7)
3	西北太平洋	180°E以西,包括南中国海	25.7(16.0)	30.7(35.7)
4	北印度洋	孟加拉湾和阿拉伯海	5.4(2.5)	6.5(5.6)
5	西南印度洋	南印度洋100°E以西	10.4(4.4)	12.4(9.9)
6	东南印度洋/澳大利亚	南半球100°E~142°E	6.9(3.4)	8.2(7.6)
7	西南太平洋/澳大利亚	南半球142°E~120°W	9.0(4.3)	10.8(9.5)
	全球		83.7(44.9)	100

注:括号中的数字为近中心最大风力≥12级的热带气旋发生数及占全球总数的百分比。

由表6-8可见,热带气旋发生数最多的为西北太平洋(包括南海),平均每年有近26个被命名的热带气旋发生,其中约60%能发展成台风。这一源地以大而强的热带气旋闻名。最强的超级台风发生于1979年10月,中心气压达到870 hPa,近中心最大平均风速达到110 m/s。西北太平洋在0.5°N~40.0°N,106°E~180°E内均有热带气旋生成(如图6-2所示),但其空间分布很不均匀,在4°N以南与30°N以北及110°E以西与170°E以东,很少有热带气旋生成,热带气旋主要发生在5°N~25°N的范围内,特别是10°N~12°N纬度带内。若以2°×2°范围内的热带气旋发生数占2°×2°范围内热带气旋最大发生数的比例≥50%作为热带气旋高发生区的话,则热带气旋的高发生区分布在以下三个海域:我国的南海中北部偏东洋面(14°N~18°N,114°E~120°E)、菲律宾以东至加罗林群岛之间洋面(10°N~14°N, 128°E~134°E)、加罗林群岛一带(8°N~12°N,136°E~152°E),如图中的反显部分所示,并以这三个区域为中心向各个方向呈辐射状减少。

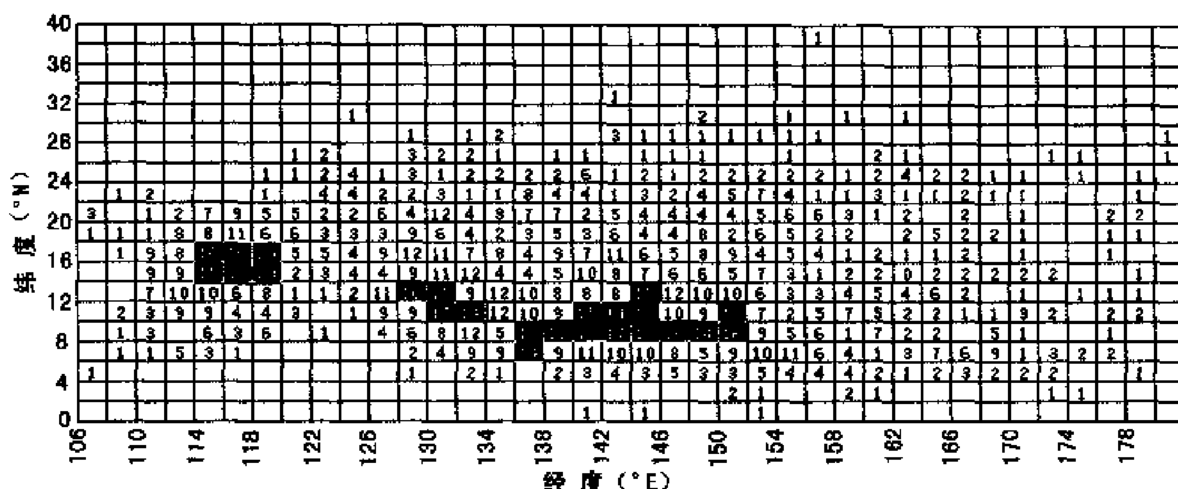


图 6-2　西北太平洋 2°×2°经度范围内热带气旋发生数(统计年限 1949 年至 2000 年)

我国濒临西北太平洋,是全球受热带气旋影响最大的国家之一。据统计,年平均有 20 个左右的热带气旋进入海岸线 300 km 的沿海海域,其中频率最大的是南海,占总数的 60.4%。每年在我国登陆的热带气旋平均有 8 个左右,最多可达 12 个,最少为 3 个。登陆地点以华南沿海居多,在此地登陆的热带气旋数占登陆热带气旋总数的 58.1%,其次为华东沿海,占 37.3%,在北方沿海登陆的最少,不到 5%。

为使有关部门提前做好防台准备,减少灾害损失,我国根据热带气旋的强度和影响预报责任区的时间、影响程度对外分别发布热带气旋消息、热带气旋警报和热带气旋紧急警报。当热带气旋远离或尚未影响责任区时,根据需要可以发布"消息",报道编号热带气旋的情况。警报解除时也可用"消息"方法发布;当预计未来 48 h 内,热带气旋将袭击或影响责任区时发布警报;当预计未来 24 h 内热带气旋将袭击或影响责任区时发紧急警报。这里的"影响"是以沿海开始出现 8 级风或暴雨为标准的。

第二个热带气旋的活跃发生地为东北太平洋,平均每年发生被命名热带气旋近 17 个,其中约一半发展成飓风。由于这一源地洋面温度偏低,对流层风垂直切变太大,绝大多数的热带气旋消失于 20°N 以北,120°W ~ 140°W 之间,但每年平均有一个热带气旋能移至中部太平洋。例如 1994 年 8 ~ 9 月间,飓风 John 从东太平洋一直移到西太平洋,持续了 31 天。

北大西洋平均每年有 10 个左右的被命名热带气旋发生,其中近一半左右达到飓风强度。北大西洋最强热带气旋发生在 1988 年 9 月,中心气压达到 888 hPa。

全球热带气旋发生数较少的为北印度洋地区。平均每年有 5 ~ 6 个被命名热带气旋发生,其中 2 ~ 3 个能达到飓风强度。

在南半球,有 3 个热带气旋发生源地。西南印度洋平均每年发生被命名热带气旋 10 ~ 11 个,东南印度洋/澳大利亚平均每年发生被命名热带气旋 7 个左右,西南太平洋/澳大利亚平均每年发生被命名热带气旋 9 个左右。3 个源地平均每年各有 4 ~ 5 个热带气旋达到飓风强度。

低纬海域中没有或少有热带气旋发生的海域是南大西洋、东南太平洋和南北纬 5°范围内。南大西洋至今只发生过一个热带气旋(发生于 1991 年 4 月中旬刚果沿岸,向西南偏西方向移动到南大西洋中部,持续了 5 天),而东南太平洋至今未有热带气旋发生的记录,在赤道两侧 5°纬度范围内几乎没有热带气旋发生。

从以上分析，得出以下几点结论：

(1)热带气旋主要发生于北半球和东半球。北半球、东半球热带气旋发生数分别为全球热带气旋发生总数的2/3左右；南半球、西半球热带气旋发生数各占全球热带气旋发生总数的1/3左右。

(2)西北太平洋热带气旋发生数最多，占全球热带气旋发生数的近1/3。东北太平洋热带气旋发生数位居第二，占全球热带气旋发生数的近1/6。整个北太平洋热带气旋发生数占全球热带气旋发生数的近1/2。

(3)北印度洋地区热带气旋发生数较少，仅占全球热带气旋发生数的7%左右。

(4)南大西洋很少有热带气旋发生，东南太平洋至今未有热带气旋发生，在赤道两侧5°纬度范围内热带气旋发生几率很少。

(5)全球平均每年发生被命名热带气旋84个左右，其中约一半的热带气旋达到飓风强度。

四、热带气旋的发生季节

图6-3、图6-4分别为北半球各海域、南半球各海域每百年热带气旋发生数的季节变化廓线。从这两个图可以看出一些较重要的特征。

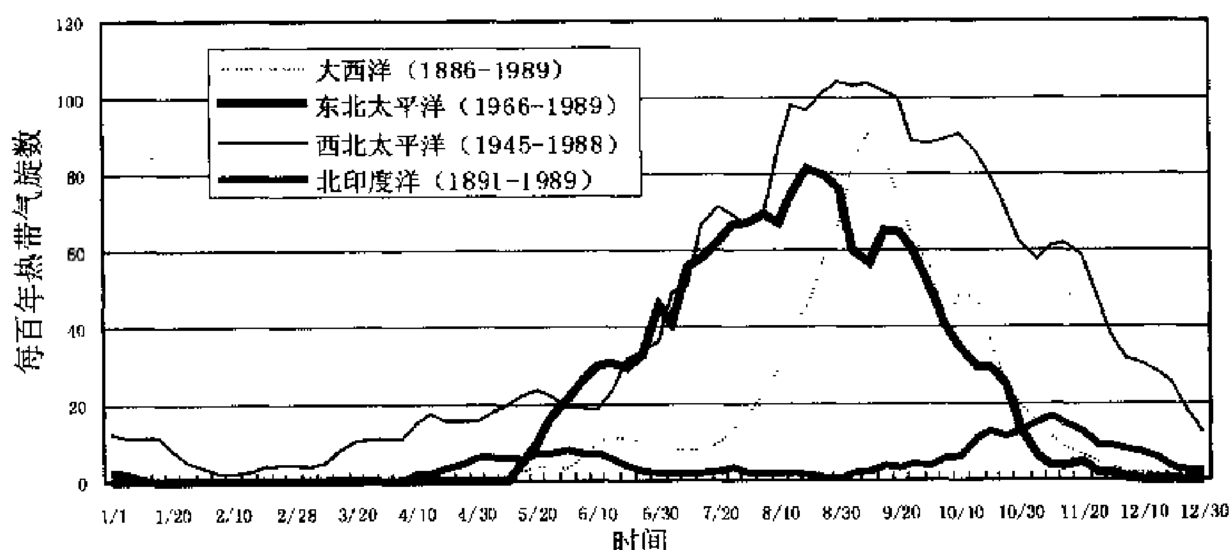


图6-3　北半球被命名热带气旋发生数季节廓线

北大西洋的热带气旋发生于5月中旬至12月之间，其中飓风均发生在6月1日至11月30日之间，因此6月1日至11月30日被称为飓风季节。热带气旋盛行期为8～10月，约78%的被命名热带气旋发生于这3个月中。热带气旋发生数的极大值出现在9月上、中旬。

东北太平洋热带气旋发生季节是5月中旬至11月底，热带气旋发生数峰值出现在8月底、9月初。

西北太平洋是全球唯一的全年各月均有热带气旋发生的一个海域。2月和3月初热带气旋发生数较少，极大值出现在8月底9月初，盛行期为7～11月。据统计，约79%的热带气旋发生于这5个月中。

北印度洋热带气旋发生在4月至12月，发生数出现两个峰值，最大值出现在11月份，次大值出现在5月份。强气旋性风暴(相当于飓风强度的热带气旋)几乎仅仅发生在4～6月和9月底～12月初。北印度洋夏季少有热带气旋发生的原因主要是该地区夏季对值层风垂直切

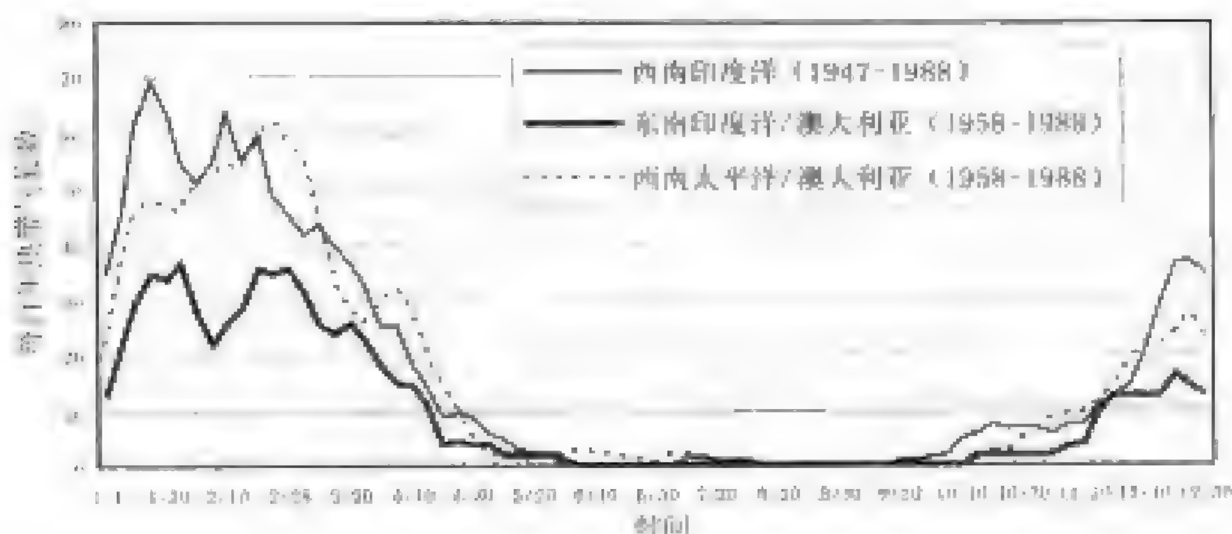


图6-4　南半球被命名热带气旋发生数季节廓线

变太大。

西南印度洋、东南印度洋/澳大利亚海域热带气旋发生数具有相似的年变化特征。热带气旋季节开始于10月，结束于5月。热带气旋发生数呈双峰分布，一个在1月中旬，另一个在2月中旬至3月初。其原因主要是：1月、3月热带辐合带（ITCZ）绝大部分位于澳大利亚北部海面上，而2月向南移至陆地，故1月底2月上旬海面低层辐合气流不强，不利于热带气旋的发生。

西南太平洋/澳大利亚热带气旋发生期在10月底/11月初至6月初。2月底/3月初达到高峰值。总之，从全球来看，热带气旋一年四季均能发生。在北半球，除孟加拉湾和阿拉伯海热带气旋发生最多的月份是春秋季节外，其余海域热带气旋发生最多的月份是7～10月；南半球热带气旋发生最多的月份是1～3月。

第二节　热带气旋的生命期、形成与消亡

一、热带气旋的生命期

热带气旋的生命史通常分为四个阶段。

1. 形成期

由最初的低压环流出现时开始，发展到近中心最大风力达6级。

2. 发展期

热带气旋继续发展，直到中心气压值降到最低值，近中心风速达最大值。这个时期眼区开始形成。

3. 成熟期

中心强度不再增强，气压不再降低，风速不再增大，但其范围逐渐扩大，直到大风范围达到最广。这个时期天气分布不对称。

4. 衰亡期

热带气旋登陆减弱填塞，或进入中纬度地区因冷空气侵入而转变为温带气旋。这个时期气压升高，风力明显减弱。

热带气旋的生命期，即从形成到消亡或转变为温带气旋，一般为4～10天，最长的可达到20天以上，最短的仅1～2天。一般来说，热带气旋夏、秋两季生命期较长，冬、春两季较短；强度越强生命期越长；反之则越短。图6-5为各个阶段热带气旋在卫星云图上的照片。

二、热带气旋形成的基本条件

由第一节的讨论可知，热带气旋形成在一些特定的海域和季节，这说明热带气旋的发生是有一定的条件的。人们从大量的热带气旋的发生与发展的观测资料中，归纳出了几种热带气旋形成必备的基本条件，目前较为公认的有四条。

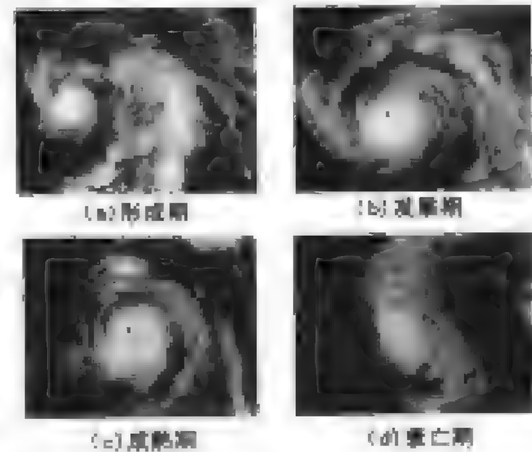


图6-5　热带气旋四个发展阶段的卫星云图照片
(1990年第19号台风)

1. 要有一个原先存在的扰动

根据观测资料分析，在热带气旋形成之前，必须有一个热带扰动存在。热带气旋就是由这些热带扰动在有利的条件下发展起来的。当扰动区域的低层有较强的辐合气流，高层有较强的辐散气流，并且高层的辐散量超过低层的辐合量，引起地面气压不断降低，地面的扰动才有可能发展成热带气旋。据我国统计，西太平洋—南海地区热带气旋主要来源于热带辐合带和东风波中的初始扰动，其中来源于热带辐合带的，占80%～85%；来源于东风波的，约占10%；来源于其他的占5%～10%。

2. 要有足够广阔的洋面，并且海水温度要高于26.5℃

高温的洋面主要能造成低层有高温高湿的大气。在热带洋面上，低层空气温度和水汽含量决定于海表面水温（SST），SST越高，则低层大气的气温越高、湿度越大，位势不稳定越明显，这种大气一旦被抬升，达到凝结高度，则水汽便凝结，释放大量凝结潜热，凝结潜热的释放促使对流进一步发展，从而使空气上升到十几公里的高度仍比四周空气暖，这样才能维持一个暖性的深厚的空气涡旋。图6-6示意了热带低压形成的过程。

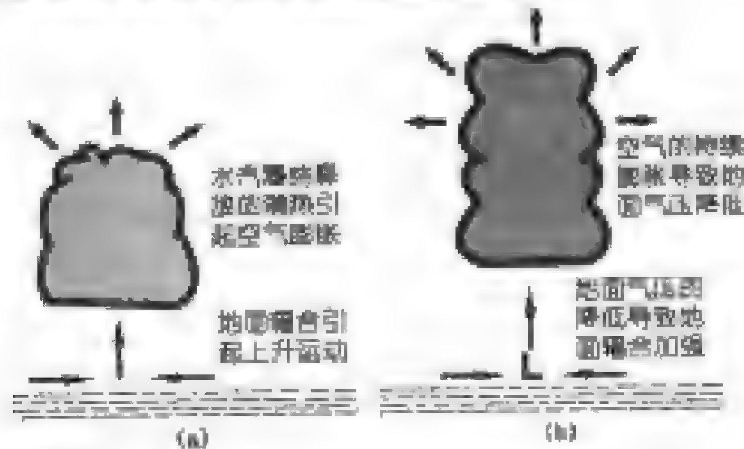


图6-6　热带低压形成过程

西北太平洋上，夏季的海温特别高，SST≥30℃的区域东西长20～25个经距，南北宽10个纬距（称为西太平洋暖池），SST≥29℃的范围则更大，这个高海温区和夏季热带辐合带（ITCZ）位置相接近。这种极为有利的海温条件与大气条件是西北太平洋热带气旋活动最为频繁的重

要原因。赤道东南太平洋全年 SST≤26.5℃，这是那里没有热带气旋发生的主要原因。

3. 要有一定的地转偏向力

低层空气上升，四周空气流来补充。但是只有在一定的地转偏向力作用下，低层的辐合气流才能逐渐形成气旋性涡旋，并且随着低层辐合的加强，气旋性旋转的风力迅速增强而达到热带气旋的强度。在赤道附近，因为没有足够的地转偏向力，无法形成空气的水平涡旋，所以不可能出现热带气旋。实际观测表明，在赤道两侧纬度5°以内，虽有热带扰动出现，但很少有热带气旋形成，热带气旋主要形成于南北纬5°以外的海域。

4. 对流层风速垂直切变小

对流层风速垂直切变，是指对流层中风速随高度的变化。对流层风速垂直切变的大小，决定着一个初始的热带扰动中分散的对流释放的潜热，能否集中在一个有限的空间之内。如果垂直切变小，上下层空气相对运动很小，则凝结释放的潜热始终加热一个有限范围内的同一气柱，而使之很快增暖形成暖中心结构，初始扰动能迅速发展形成热带气旋；反之，如果上下切变大，潜热将被很快输送出扰动区的上空，不能形成暖性结构，也不可能形成热带气旋。夏季，东南太平洋和南大西洋，因为风速垂直切变过大，且洋面温度较低，几乎没有热带气旋出现。

需要强调的是，这些条件仅是必要条件，不是充分必要条件。因为，在热带洋面上，满足以上条件的海域很多，但这些海域并不是都有热带气旋发生。对热带气旋产生的原因和条件，目前仍处于进一步的分析和研究中。

三、热带气旋的消亡

热带气旋从源地移出后，强度渐增，到登陆或转向时最强，以后强度便逐渐减弱、消亡。热带气旋逐渐消亡一般有两种情况：一是热带气旋登陆后，水汽来源减少，能源枯竭，同时地面摩擦增强，使热带气旋迅速减弱，最后消亡。若热带气旋登陆后又转向出海，在海上会再度加强。另一种是热带气旋离开暖水面进入中、高纬度冷水区后，由于冷空气的入侵，热带气旋区内不再是单一的暖气团，而在其中逐渐形成冷暖锋，这时，热带气旋就蜕变为温带气旋了。应该注意的是，有极个别热带气旋在变成温带气旋后，会由于斜压作用重新获得能量而强烈发展，如7416号热带气旋即是如此。

第三节　热带气旋的结构与天气

发展成熟的热带气旋其要素多呈圆形对称分布，圆形涡旋的直径一般为600～1 000 km，个别可达2 000 km以上。圆形涡旋垂直伸展高度一般到对流层上部，个别可达到平流层下部（15～20 km）。热带气旋的垂直尺度与水平尺度的比值约为1：50。可见，热带气旋是一个扁圆柱形的气旋性涡旋。下面我们以成熟台风为例介绍它的结构与天气特征。

一、热带气旋的结构

1. 气压场特征

热带气旋的气压场特征表现为极低的中心气压和极大的水平气压梯度。成熟的热带气旋中心最低气压一般在960 hPa以下，西北太平洋热带气旋的中心气压最低曾达870 hPa（7919号台风）。在地面天气图上，热带气旋表现为一个准圆形对称的、梯度极大（等压线密集）的闭合低压系统。图6-7是2005年9月5日在日本长崎沿海登陆的第14号台风彩蝶（NABI）的地面天气图。由图可见，台风外围等压线较为稀疏，水平气压梯度相对较小，中心周

围等压线很密集，水平气压梯度很大，特别在副高一侧等压线更密集，水平气压梯度更大。图 6-8 为 8807 号热带气旋经过杭州时的气压随时间变化曲线，曲线呈漏斗状。热带气旋移近杭州时气压急剧下降，8 日零点时的气压为 1 000 hPa，到 8 日 05 时气压已降到 970 hPa，5 h 下降 30 hPa，下降速度达 6 hPa/h。中心过后，气压又迅速回升，6 h 后，气压升为 1 000 hPa。

由于台风是暖心结构，根据静力学公式，水平气压梯度应随高度减小，至某一高度反向（指向外），在这一高度以上，中心由低压区转为高压区。成熟热带气旋水平气压梯度反向的层次在 100 ~ 150 hPa。

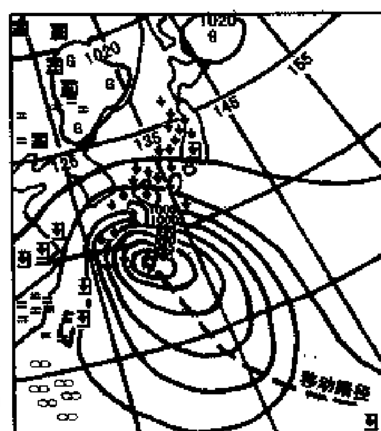


图 6-7　地面图上的台风特征

（2005 年 9 月 5 日 20 时）

2. 流场特征

在水平方向，热带气旋的低空风场分成三个部分：

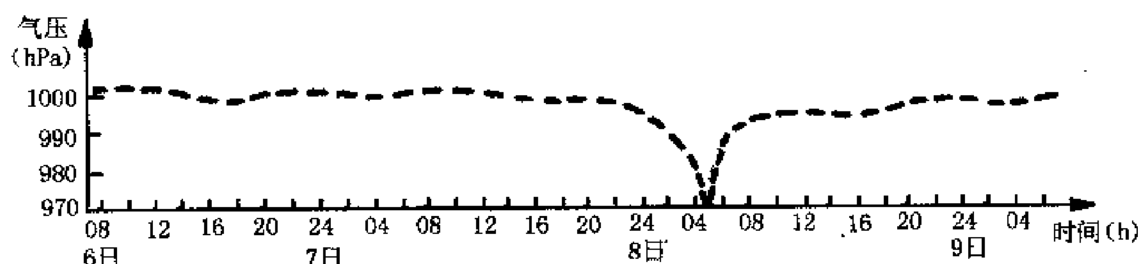


图 6-8　8807 号热带气旋移经杭州时的气压自记曲线

1）眼区

在中心附近，平均直径 30 ~ 40 km，最大的可达200 km，小的只有 10 km 左右。眼区内风弱、干暖、少云。

2）涡旋区

是围绕眼区的一环状的最大风速区，平均宽度为 8 ~ 50 km。最大风速区一般与热带气旋眼壁的云墙相一致，最强烈的对流和狂风暴雨就发生在这里。

3）外围区

是指从最大风速区外缘到热带气旋的边缘之间的区域，其直径一般为 400 ~ 600 km。在这个区域中，风速向外减弱。

在垂直方向，热带气旋的流场可分为三层（如图 6-9 所示）。

1）流入层

指从地面到地面以上 3 km 左右的层次，此层有强烈的向中心的辐合流入气流，其中 1km 以下的行星边界层中辐合最强烈。

2）中层

指地面以上 3 ~ 8 km 的层次，此层径向气流很小，主要是气旋性切向气流，垂直气流很强，低层辐合的暖湿气流通过这一层输向高层。

3）流出层

指中层以上到热带气旋顶部的对流层高层 。这层内气流主要是向外辐散，成熟热带气旋的最大辐散气流出现在 12 km 左右。

综上所述，热带气旋的三维流场特征可概括为：低层有强烈的气旋性切向风和强烈的径向流入；中层气流主要是环绕眼壁做螺旋式上升运动；高层有强烈的反气旋性流出气流，流出的空气一部分与四周空气混合后下沉，一部分在眼区下沉，下沉到低层时又向四周辐散，然后被眼壁外的上升气流卷夹上升。

3. 云系特征

由图6-9可见，在台风眼区，由于盛行下沉气流，通常是风轻云淡的好天气。如果由于下沉气流而有下沉逆温出现，且低层水汽又充沛时，则可在逆温层下产生层积云。在靠近台风眼的周围，由于强烈的上升气流，常造成宽数十公里，高达十几公里的垂直云墙，云墙下经常出现狂风暴雨，这是台风内天气最恶劣的区域。构成云墙的主要是积雨云。云墙之外，各云雨带内的上升气流远不及云墙内旺盛，云的发展自中心向外逐渐减弱。

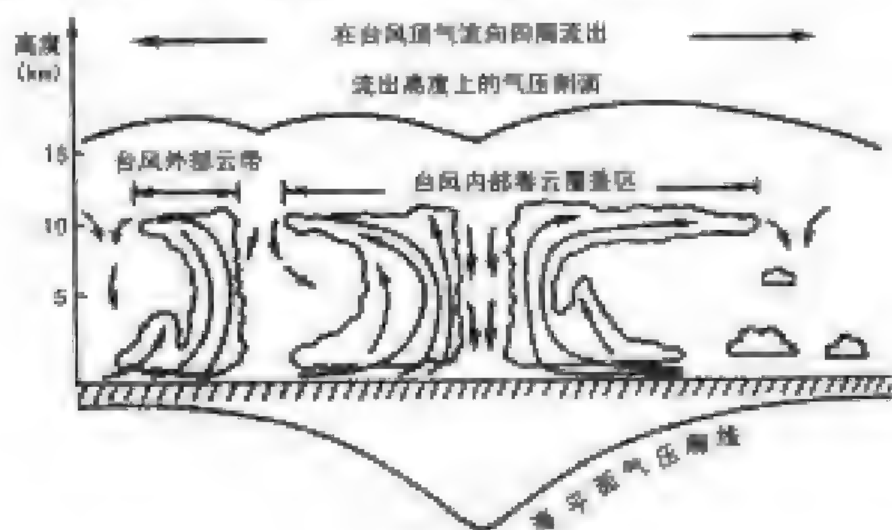


图6-9　热带气旋的垂直流场和云系模式

图6-10是2005年9月5日10时台风彩蝶（NABI）的卫星云图。由图可见，在台风中心附近由于云层密集而厚，云形的螺旋状不显著，形成密蔽云区（云墙），在离中心较远的地方（紧靠云墙之外）则为若干条螺旋状对流云组成的螺旋云带。此外，在云带之间常出现较薄的层状云或云隙。在螺旋状云带的外缘，还有碎状的层积云和淡积云。特别是在台风前进方向上，堆状云更多，且云体往往被风吹散，成为所谓的“飞云”，沿海渔民称之为“猪头云”。在台风的边缘，则多为辐射状的高云和积状的中低云，偶尔也有积雨云。

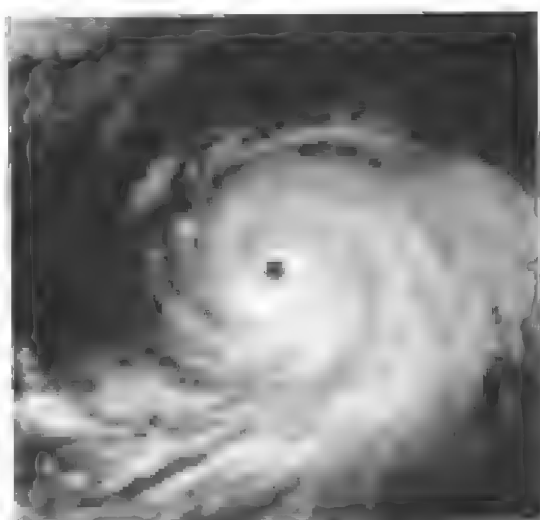


图6-10　0514台风彩蝶（NABI）的卫星云图
（2005年9月5日10时）

如台风处于发展阶段时，云系就偏于台风前进方向的一侧。在减弱或消失阶段，则台风眼区因为有上升气流出现，以致天气反而转坏，云层密布，且有时会出现降水，所以台风登陆后，一般就很少能观测到典型的台风眼云系，而在台风其他区域内，风力较小，云和降水也较弱。往后，随着台风的继续减弱消失，整个台风区内天气就逐渐转好

若台风由于冷空气侵入而转变为温带气旋，则台风云系也随之转变为温带气旋云系。

二、热带气旋天气

热带气旋所伴随的天气主要有狂风、暴雨、巨浪和风暴潮，它们往往带来巨大的灾害。沿海地区是遭受热带气旋影响最大的地区。孟加拉国在1970年11月和1991年6月受台风袭击，台风所带来的风暴潮和洪水造成死亡30万人和13.9万人的重大灾难。2005年9月初，"卡特里那"飓风袭击美国南部沿海地区，造成数千人丧生和失踪，数十万美国普通民众无家可归。下面以成熟台风为例来介绍其天气特点。

1. 外围区

在外围区，风力自外缘向中心逐渐增大，风力可达6~8级，多呈阵性。天空出现辐射状卷云，随着台风的移近，云层渐密渐厚，出现卷层云、高层云和积状中、低云，还有塔状层积云和浓积云，同时有一些低云随风迅速移动，有时产生阵雨。离开台风中心约1 000~2 000 km的海面上，可见涌浪自台风中心传来。其传播速度约为台风移速的2~3倍，甚至更大，因此在台风到达的前两三天就可以观测到涌浪。

2. 涡旋区

1）狂风

热带气旋的风速有很大的阵性，其瞬时极大风速和极小风速之差可达30 m/s以上，强热带气旋的平均最大风速常常可达60~70 m/s，有的最大风速可达100 m/s以上。热带气旋的风速分布并不均匀，与气旋周围的气压场分布有关。一般来说，北半球热带气旋的右前方和南半球热带气旋的左前方往往和副热带高压相邻，在这里水平气压梯度最大，最大风速区也出现在这里。气旋登陆后，由于摩擦加大和水汽供应减少，强度都要减弱，风力也没有在海上大。尽管如此，登陆后出现12级以上的大风还是经常可见的。登陆后热带气旋的风速受地形影响较大，一般平原地区比山区大。

2）暴雨

在涡旋区的云墙下方通常是狂风暴雨。热带气旋暴雨的强度是各类暴雨系统中最强的。通常，一次热带气旋过程能造成300~400 mm的特大暴雨，有的热带气旋的过程降水超过1 000 mm。例如，热带海洋上的留尼旺岛上一次热带气旋过程3天的降水量为3 240 mm；我国台湾省的新寮一次热带气旋过程3天的降水量为2 749 mm；7503号热带气旋导致河南的"75.8"大暴雨过程，3天的降水量为1 631 mm，是该地区年降水量的2倍。

台风降水量的分布一般是不对称的，暴雨中心常位于台风路径的右侧（少数在左侧），在右前方雨量最大，范围也最广。台风降水具有很强的阵性，有时是倾盆大雨，有时是微雨或无雨。

3）巨浪

在涡旋区可以造成海面巨大的波浪，尤其在紧靠眼壁一带，风向改变迅速，致使新生的风浪和已经存在的风浪相互撞冲，形成很高的水柱。波高的大小与风速及大风持续时间成正比。一般风力达8级，可以产生5 m以上的大浪；12级以上的风可以产生波高达十几米的巨浪。北半球最大浪高出现在台风前进方向的右后象限（大约距中心20~50 n mile），南半球在左后象限。当风浪自台风中心向四周传播时，因能量也逐渐消耗，波辐减小，周期加长，波峰变圆滑，从而渐变为涌浪。

4)风暴潮

由于风暴过境所伴随的强风和气压骤降使受影响海区潮位大大超过正常潮位的现象,称为风暴潮。台风内部气压很低,可引起海面的上升。平均气压每降低 1 hPa,引起水位上升约 1 cm。一个发展成熟的台风,中心气压通常比周围低 50 ~ 100 hPa,因此可使潮位抬高数十厘米。此外,在沿海地区,向岸风使海水壅积亦可造成高潮。台风登陆时,巨浪冲击海岸,使潮位猛增,若正遇上天文高潮,潮位涨势更猛,巨浪伴随高潮,引起海水倒灌,对沿海造成巨大威胁。

3. 眼区

眼区内由于盛行下沉气流,加上温度较周围高,因此通常是风轻云淡、温暖干燥的好天气。但由于眼区内气压极低,眼壁附近气压差极大,低压吸引海水上涌,使眼内海面成半球形凸出,再加上在台风眼附近风向改变迅速,新发展的风浪和已经发展的风浪之间相互冲击,产生波幅很大的陡峭波,即所谓的"金字塔浪"或"三角浪",因此眼区内海况十分恶劣,对航行船舶的安全产生严重威胁。

据统计,一个正常移动的台风正面过境时,风力从 8 级开始,逐渐增大到 12 级,再减少到 8 级,一般要经历 8 ~9 h。其中最紧张阶段,即 11 级以上风力所经历时间约 4 h,台风眼过境的时间约 0.5 ~1.5 h。

三、热带气旋与温带气旋之比较

热带气旋与我们前一章所学的温带气旋都是低气压,但它们在许多方面存在着差异。为了更好地掌握它们各自的特点,下面我们从几方面对两者进行比较。

1. 源地

热带气旋生成于热带洋面;温带气旋生成于中高纬温度水平梯度比较大的地区(锋区)。

2. 季节

热带气旋四季均有,夏秋最多;温带气旋四季均有,冬春最多。

3. 性质

热带气旋是温压场对称的暖性深厚系统;温带气旋是温压场不对称的冷性浅薄系统。

4. 结构

热带气旋区内不带有锋面;温带气旋内通常带有锋面。

5. 大风

热带气旋的最大风速出现在中心附近的涡旋区,风速很大,但风速径向衰减较快;温带气旋中最大风速出现在中心附近和冷锋后,风速相对热带气旋要小,但风速径向衰减较慢,8 级风范围大于热带气旋,如图 6-11(a)所示。

6. 风随高度的变化

热带气旋区内风速随高度减弱,最大风速出现在低层;温带气旋强风出现在对流层中上层。

7. 气压

热带气旋外围气压变化平缓,但中心附近气压变化剧烈,气压变化曲线呈漏斗状;温带气旋自外围向中心气压大致以线性趋势降低,如图 6-11(b)所示。

8. 卫星云图特征

在卫星云图上,热带气旋具有独特的螺旋状云带和眼区;成熟的温带气旋则呈现为与涡旋状云系相连的两条带状云系结构。

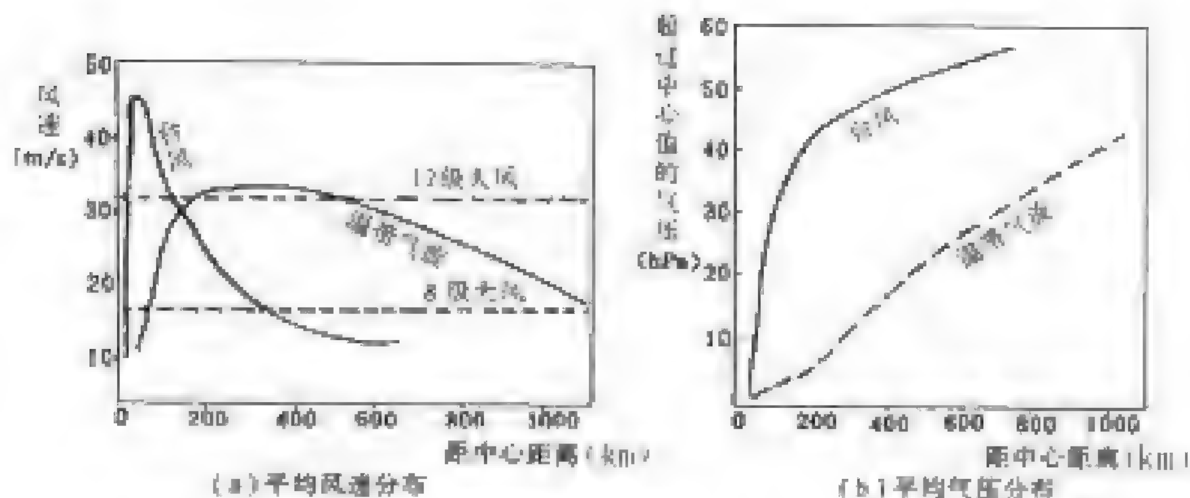


图6-11 热带气旋和温带气旋区域内的平均风速分布和平均气压分布

9. 天气

热带气旋的坏天气对称分布在中心附近，其破坏性很大；温带气旋的坏天气出现在中心和锋面附近，其破坏性相对热带气旋要小。

10. 移动

热带气旋生成于东风带中，在东风气流的引导下自偏东向偏西方向移动，以后或登陆消失，或转向进入西风带向东北（南半球为东南）方向移动（下一节中介绍）；温带气旋生成于西风带中，自偏西向偏东方向移动。

由于台风和温带气旋有上述差异，因此航行在大洋上的船舶对待这两类风暴系统要采取不同的避离原则和措施。如，对台风一定要避离或绕航，与台风中心保持一定的距离，绝对不能穿越中心，而在越洋航行时采用绕航的办法避离温带气旋则往往是不可取的，必要时完全可以穿越其中心区域，一般选择在温带气旋中心附近的北侧通过，那里风浪相对较小。

第四节 热带气旋的移动

一、全球热带气旋的一般移动路径

热带气旋在热带形成后在各种内力和外力的作用下运动，不同的海域其移动路径存在显著差异。图6-12给出了全球各海域热带气旋的平均移动方向。

由图6-12可见，不管南北半球，热带气旋从源地形成后，都是自偏东向偏西方向移动的，而后有的登陆消失，有的转向以后进入高纬度海域以后消失。但热带气旋路径朝极地伸展的范围，有明显的海域上的变化。在东北太平洋，热带气旋因遭遇冷的海面温度，因此在转向进入西风带之前消散，一般消失于20°N以北，120°W～140°W之间。在西北太平洋和北大西洋，相对暖的海面温度允许热带气旋很好地维持进入副热带，甚至在转向以后进入西风带，最北可达到50°N以北。南半球海面温度在同样的纬度比北半球要低，导致南半球向极运动的热带气旋比在北半球类似的气旋在更低的纬度就失去了它们暖中心的结构，热带气旋一般在30°S～35°S之间消失。热带气旋移出热带后能否继续维持是一系列要素作用的结果，包括海面温度、环境流场特征和海陆的分布。

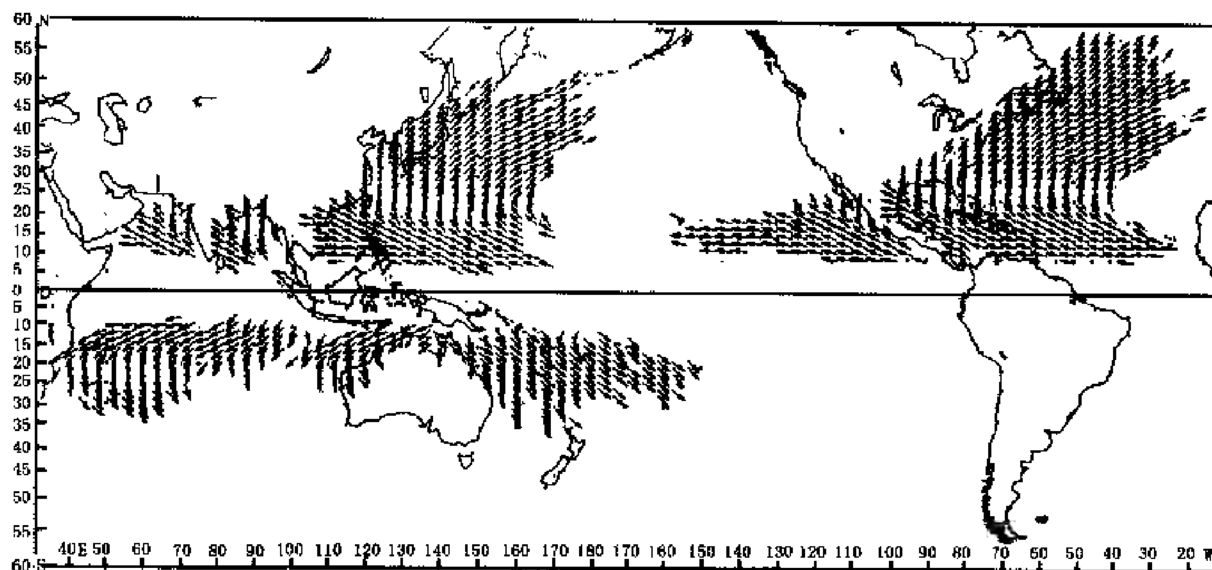


图 6-12　热带气旋的平均移动方向（WMO 技术文件，1995）

二、西北太平洋热带气旋的移动

1. 移动路径

西北太平洋热带气旋的主要移动路径，大致可分为西行、西北行和转向三种基本类型，如图 6-13 所示。

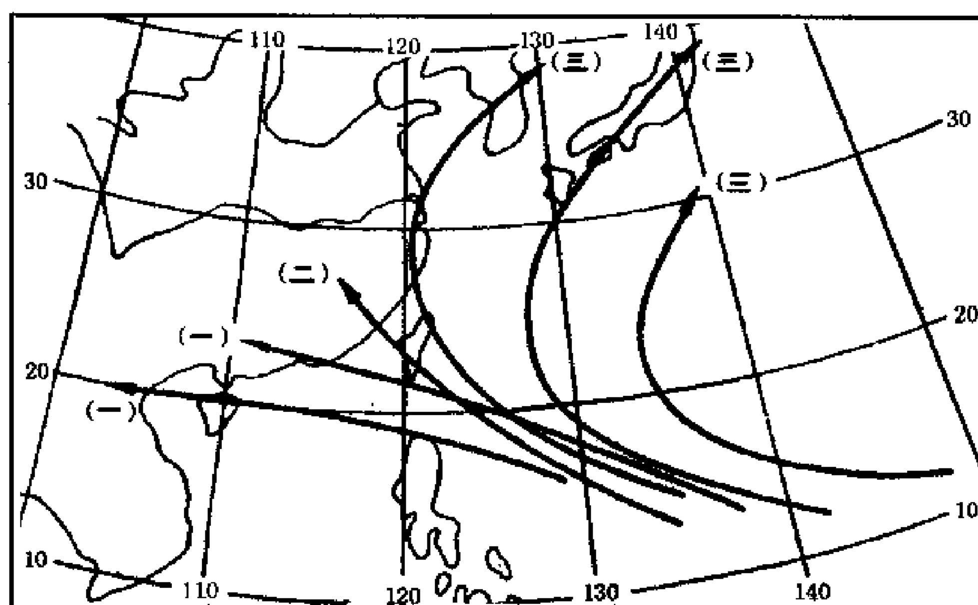


图 6-13　西北太平洋热带气旋的主要移动路径

1）西行路径

热带气旋从菲律宾以东一直向偏西方向移动，经过南海在华南沿海、海南岛或越南沿海一带登陆。这条路径的热带气旋对南海和华南沿海影响最大。

2）西北行路径

热带气旋从菲律宾以东向西北偏西方向移动，在台湾、福建一带登陆；或从菲律宾以东向西北方向移动，穿过琉球群岛，在浙江一带登陆。这类热带气旋登陆后多数在我国大陆上消

失。这类路径的热带气旋对我国东部海区和华东地区影响最大。

3）转向路径

热带气旋从菲律宾或台湾以东洋面向西北方向移动，到达我国东部海区或在我国沿海登陆，然后转向东北朝日本移去，路径呈抛物线形。这类路径的热带气旋对我国东部沿海地区及日本影响最大。

热带气旋的移动路径存在明显的季节变化。在冬季和春季（11月至次年5月），热带气旋主要是在130°E以东的海上转向北上以及在16°N以南往西行进入南海中南部，或在越南南方登陆。在过渡季节的6月和10月，除了在125°E以东的海上转向北上的热带气旋外，西行进入南海的热带气旋路径要比冬、春季节偏北得多，主要是在15°N～20°N之间。到了7～9月台风季节，主要的热带气旋移动路径呈现往北、往西偏移的趋势。

热带气旋登陆我国的地点也随季节变化。一般在11月至次年5月只有少数热带气旋登陆广东地区，6月和10月，热带气旋可登陆广东、台湾、福建和浙江一带。7～9月，是热带气旋登陆最多的月份，我国沿海从广西到辽宁都有热带气旋登陆的可能。

以上介绍了热带气旋移动的正常路径，热带气旋还有各种异常路径，如停滞打转、低纬东折北翘、高纬西折等。西北太平洋海域约有29%的热带气旋出现异常路径。

2. 移动速度

西北太平洋热带气旋的平均移动速度为20～30 km/h，转向时移速较慢，停滞或打转时最慢，转向后移速迅速加快，有时可达80 km/h以上。图6-14为2005年第14号台风彩蝶（NABI）的移动路径图。图中相邻两个标有数字的圆圈之间的距离为台风一天的移动距离。从图中很清楚地可以看出上述的热带气旋移速变化特点。

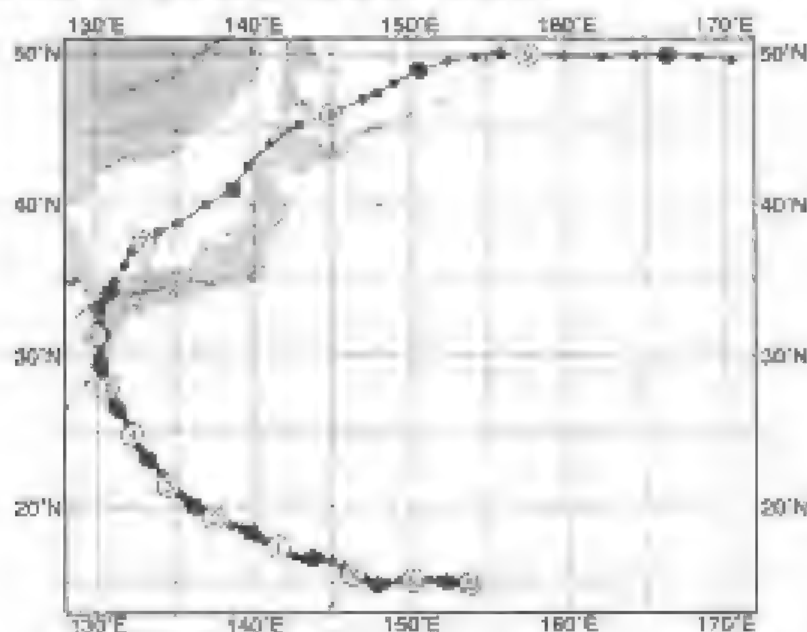


图6-14　0514号台风彩蝶（NABI）的移动路径图

（2005年8月29～9月9日）

三、热带气旋移动的一般规律

1. 影响热带气旋移动的因子

热带气旋的移动既受其内部因子的作用又受外界环境条件的影响。为了研究热带气旋移

动的一般规律，我们首先分析支配热带气旋移动的内外因子。

1）外力

（1）水平气压梯度力

热带气旋形成于副热带高压低纬一侧的东风气流里，它相对于副热带高压这个形星尺度天气系统来说，是一个很小的涡旋，可以近似地把它看作是一个质点。由于环境流场的气压水平分布的不均匀，就会有水平气压梯度力 $\vec{G}$ 等作用在热带气旋质点上，如图 6-15 所示。在东风带中，水平气压梯度力 $\vec{G}$ 指向南（在南半球 $\vec{G}$ 指向北）；在西风带中，水平气压梯度力 $\vec{G}$ 指向北（在南半球 $\vec{G}$ 指向南）。

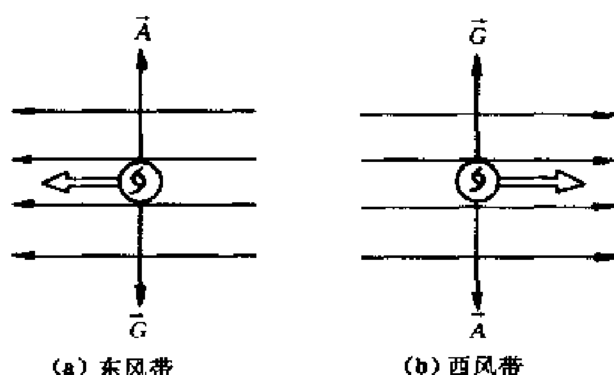


图 6-15　热带气旋在东西风带中受外力作用示意图

（2）水平地转偏向力

热带气旋作为一个整体向前移动时，会受到地转偏向力 $\vec{A}$ 的作用，$\vec{A}$ 的方向与移动方向垂直，指向其右方（南半球指向左方）。可以证明，把热带气旋涡旋看作一个整体，在完全没有外力的情况下，当它以初速 C_0' 移动时，因受地转偏向力的作用，在北半球其轨迹也将是一个顺时针方向的近似惯性圆。纬度越低，初始速度越大，惯性圆就越大。

当热带气旋受到的气压梯度力 $\vec{G}$ 与地转偏向力 $\vec{A}$ 平衡时，热带气旋将沿大型流场的地转风方向移动。在东风带中，热带气旋将沿东风自东向西移动；在西风带中，热带气旋将沿西风自西向东移动（如图 6-15 所示），这就是大型流场对热带气旋的引导作用。在实际工作中一般以 500 hPa 作为引导层。

2）内力

热带气旋内部流场在地转偏向力作用下所产生的一种作用于热带气旋本身的力，称为内力，用 $\vec{N}$ 表示。

热带气旋内空气质点是作气旋式辐合运动的，可将空气运动分解为切向气旋式旋转运动和径向辐合运动。下面以北半球为例说明内力的形成。在图6-16（a）中，设圆周上各点的切

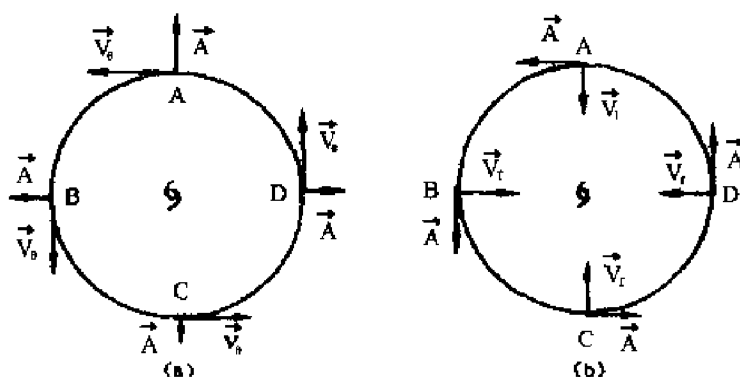


图 6-16　热带气旋内力示意图（北半球）

向风速相等，在 B 点和 D 点，因所处纬度相同，故所受地转偏向力大小相等、方向相反、互相抵消，对热带气旋的移动不起作用。在 A 点和 C 点，由于 A 点纬度高于 C 点，则 A 点的地转偏向力大于 C 点，对于整个热带气旋来说，受到一个向北（南半球向南）的内力。在图 6-16（b）中，用上述同样方法可以说明整个热带气旋受到一个向西（南半球也是向西）的内力。作用在热带气旋上的总内力应为上述两内力的合成，合力方向指向西北（南半球指向西南）。

热带气旋的内力实质上是当考虑热带气旋为圆形、风速呈对称分布时，热带气旋范围内空气质点所受的地转偏向力不均匀的结果，即北部（在南半球为南部）空气所受的地转偏向力大于南部（在南半球为北部）而造成的。因此，热带气旋的范围越大，强度越强，产生的内力也越大。

2. *热带气旋在内、外力作用下移动的一般规律*

热带气旋的移动是由气压梯度力 $\vec{G}$、地转偏向力 $\vec{A}$ 和 $\vec{N}$ 内力所决定的。在热带气旋强度变化不大和移动时加速度不大的情况下，可近似地认为上述三力处于平衡状态。当热带气旋处于东风带时（图 6-17（a）），气压梯度力 $\vec{G}$ 指向南，内力 $\vec{N}$ 指向西北。当地转偏向力 $\vec{A}$ 和内力 $\vec{N}$ 的合力与气压梯度力 $\vec{G}$ 处于平衡时，$\vec{A}$ 的方向必定指向东北，而热带气旋移动方向必须和 $\vec{A}$ 垂直，所以热带气旋移向就与大型气压场的引导气流方向有一交角，并偏向高压一侧，其移速 C_0 比引导气流速度小（因为 $|\vec{A}| < |\vec{G}|$）。

同理，当热带气旋处于西风带时（如图 6-17（b）所示），热带气旋移向与引导气流亦有一交角，但偏向低压一侧，其移速 C_0 比引导气流速度大（因为 $|\vec{A}| > |\vec{G}|$）。

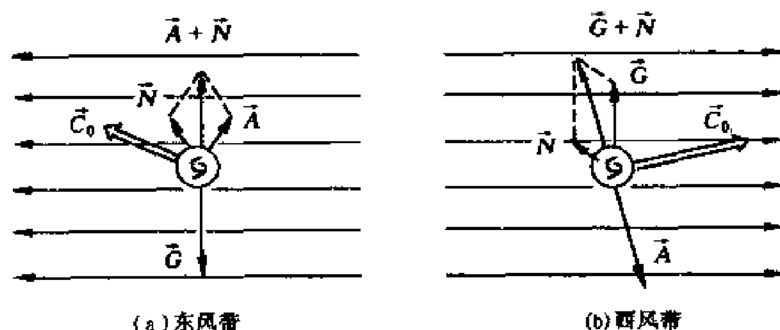


图 6-17　热带气旋在东、西风带中受内、外力作用示意图

从上述分析可以看出，热带气旋大致上是沿着引导气流方向移动的，在北半球，处于东风带中的热带气旋，其移向偏于引导气流的右侧（南半球偏左），处于西风带中的热带气旋，其移向偏于引导气流的左侧（南半球偏右），热带气旋强度越强，范围越大，则其移向与引导气流方向的交角越大。引导气流越强，热带气旋移速越大。在同样大的大型气压梯度力（引导气流速度大致相等）情况下，热带气旋在西风带中的移速大于在东风带中的移速。

一般来说，热带气旋内力较小，变化不大，1～2 天内可看作稳定少变，而环境流场复杂多变。如果外力强而稳定时，热带气旋移动比较有规则，热带气旋一般取正常路径移动。如果外力作用弱，内力相对较强时，或外力变化快而复杂时，热带气旋常出现复杂的异常路径。因此，在作热带气旋路径预报时，首先必须考虑周围大气环流和天气系统演变的外力作用，同时也要考虑内力的作用。

四、周围天气系统对热带气旋移动的影响

引导热带气旋移动的气流方向是与周围天气系统密切相关的。在影响热带气旋移动的环境流场中，副热带高压是影响最直接、最主要的系统。此外，西风带系统、热带天气系统，以及多个热带气旋的同时存在，也都直接或间接地影响热带气旋的移动路径。

1. 副热带高压的影响

副热带高压与热带气旋不但地理位置靠近，而且由于它的时空尺度更大，因此，它对热带气旋的发生、发展和消亡有直接影响，对热带气旋的移动路径，特别是转向以前的路径，起着最主要、最直接的作用。

由于副热带高压的强度、西伸东缩以及断裂的情况不同，热带气旋的未来路径也就不同。如果副热带高压西伸加强，热带气旋就在偏南地方向西行进（如图 6-18（a）所示）；如果副热带高压处在稳定的长波脊南侧，不断地有暖平流补充或西部有暖高东移并入，副高发展得很强，脊线呈西北—东南走向，则热带气旋西进过程中将有较大的偏北成分（如图 6-18（b）所示）；如果副热带高压在热带气旋北方东退或断裂，热带气旋就可能在高压的西缘或裂口处转向北行，当绕到高压西北边缘，在西南风影响下，就向东北方向前进，热带气旋的路径就成抛物线形（如图 6-18（c）所示）。

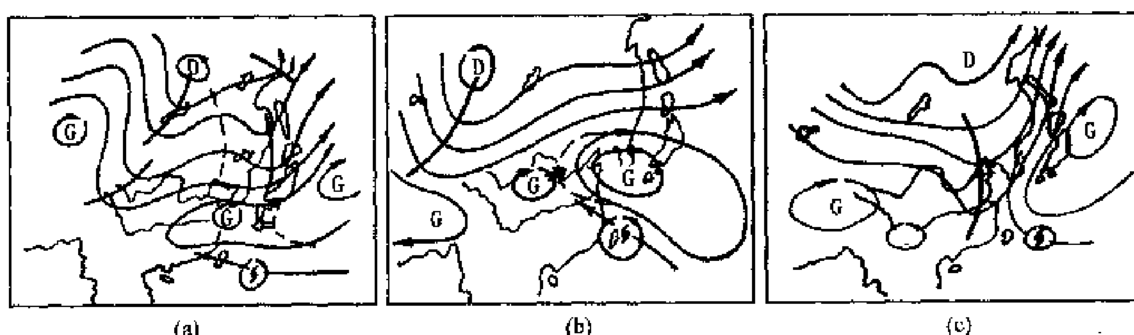


图 6-18　副热带高压与热带气旋移动的关系

2. 西风大槽的影响

当深厚的西风槽槽底南伸到 35°N 以南时，常迫使副热带高压减弱东撤。这时，热带气旋如果在副热带高压西南端向西北方向移动，则往往在槽前转向北至东北移动（如图 6-18（c）所示）。

如果西风槽位置偏北或以短波槽的形式快速东移，则对热带气旋移动的影响不大。据统计，西风槽的影响和热带气旋的相对位置有关，当槽底与热带气旋相距小于 18 个经距时，有利于热带气旋北上；反之，则不利于热带气旋北上。

3. “双热带气旋”的影响

如果在一定距离之内同时出现两个热带气旋，则称为“双热带气旋”。由于气旋性流场的作用，双热带气旋将使彼此的移动路径互相受到影响，两个热带气旋将绕它们之间连线上的“质量中心点”相互做逆时针旋转，并存在相互吸引的趋势，使热带气旋出现停滞、打转等复杂路径，如图 6-19 所示。

双热带气旋的相互旋转作用，与双热带气旋之间的相对距离有密切关系。相距越近，影响越大，相距越远，影响越小。一般在相距 20 个纬距以内时，就可能产生明显的相互作用。

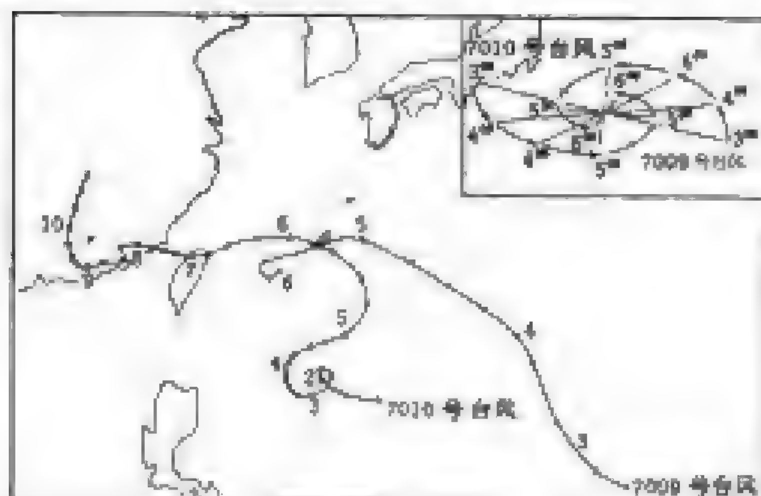


图 6-19　两次典型的台风回旋路径及相对转动圈线

第五节　南海热带气旋

南海是西北太平洋三个热带气旋主要发生源地之一。南海热带气旋常给南海和华南沿海地区带来狂风、暴雨、巨浪、风暴潮，严重威胁着过往船只的航行安全。掌握南海热带气旋的活动规律对保障航行安全具有重要意义。

一、南海热带气旋的一般情况

1. 发生源地

图 6-20 为 1949 年至 2003 年期间每 1°×1°经纬度范围内南海地区（不包括从西太平洋移入的）各种等级热带气旋的总发生数。图中的阴影部分为 1°×1°范围内热带气旋发生数占 1°×1°范围内热带气旋最大发生数的比例≥50% 的区域，即热带气旋的高发区。由图 6-20 可见，从 10°N～23°N，110°E～120°E 的整个南海地区都有热带气旋生成，但在不同地点热带气旋的生成概率各不相同。南海热带气旋的主要发生地在南海中部偏东的洋面上（14°N～18°N，113°E～120°E），比西北太平洋热带气旋高发地高 4～5 个纬度。北部湾和我国大陆南部沿海海面以及 10°N 以南的南海南部，只有极少数热带低压发生，且不易发展成台风。

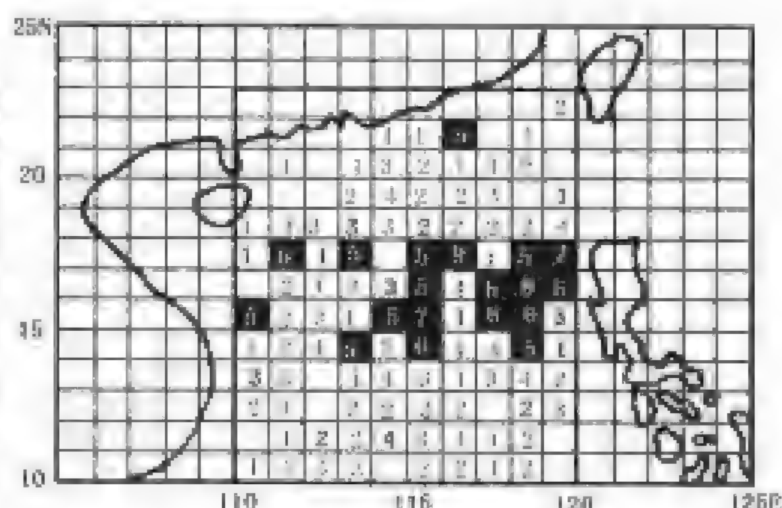


图 6-20　1°×1°经纬度范围内南海热带气旋发生频数分布图

（统计年限：1949～2003）

2. 发生数

1949 年至 2003 年，南海形成的热带气旋共有 287 个（不包括从西太平洋移入的），平均每年为 5 个。南海形成的热带气旋的数目年际变化很大，最多的为 11 个（1956 年），最少的只有

1个（分别是1977年、1991年和1993年）。图6-21为1949年至2003年南海形成的热带气旋数的月分布图。由图6-21可见，南海热带气旋发生数随季节有较明显的变化。至今，1～3月没有产生过TS等级以上的热带气旋，1月也只产生过一个TD等级的热带气旋（1956年1月18～20日）。南海热带气旋一般发生于4～12月，其中以8～9月活动最多，约占总数的近45%。各种等级热带气旋的总发生数极大值出现在9月（这不同于西北太平洋，西北太平洋热带气旋8月发生最多），7月出现一个相对低值（TC曲线所示），出现这种情况可能与南海7、8月季风爆发期，低空盛行西南气流，南海风的垂直切变较大，反而不利于热带气旋发生发展有关。

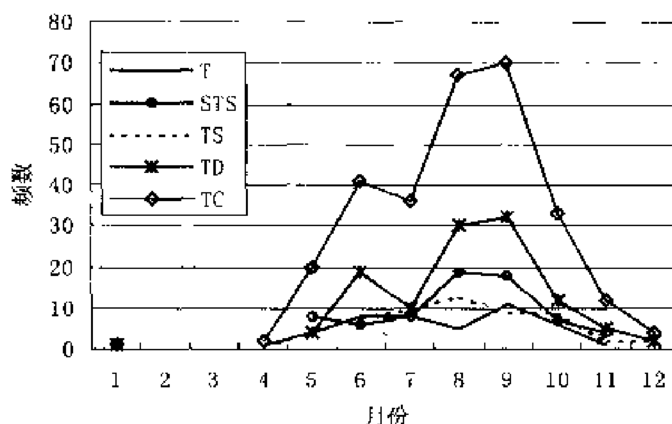


图6-21　南海形成的热带气旋数的月分布图

（统计年限：1949～2003）

南海热带气旋除了土生土长的之外，还有从西北太平洋移入的。据统计，从菲律宾以东洋面西移进入南海的和在南海本土形成的热带气旋各占50%。因此影响南海的热带气旋实际上每年平均有10个左右，约占西北太平洋热带气旋总数的1/3，大致相当于北大西洋热带气旋的年平均发生数。

影响南海的热带气旋约有1/2在华南沿海一带登陆，平均每年有4.6个，登陆的时间大多集中在7～9月。

二、南海热带气旋的特点

1. 水平范围小，垂直高度低

南海热带气旋与西太平洋热带气旋比较，其水平范围较小，垂直高度较低。它的水平半径为300～500 km，最小的不到100 km，垂直伸展高度为6～8 km，最高可达10 km。

2. 强度较弱

与西太平洋热带气旋比较，南海热带气旋的强度较弱。据对1949年至2003年287个南海热带气旋的分析，其中心最大风速一般在45 m/s以下，个别达到70 m/s，中心气压一般为970～990 hPa，很少观测到950 hPa以下的气压值。

3. 结构特殊

与西太平洋热带气旋比较，南海热带气旋还有一些特殊情况：一种是小而强的热带气旋，通常称“豆台风”、“微型台风”。这类热带气旋范围小，发展快，强度强，移动快，破坏力大，带有龙卷风的性质。其气压曲线呈“漏斗”状，在地面图上，往往只能画一根闭合等压线，有时只能看到低压环流。6级大风范围不超过50～100 km。6811、7314、7310号台风等就是这类热带气旋的实例。7314号台风由于范围小，在海上就没有观测到6级以上的大风，但它9月14日凌晨在海南岛琼海登陆时，刮走的瓦片嵌入椰子树树干内足有6 cm深，直径90 cm的钢筋水泥柱好似被钢刀砍成两段，狂风的巨大压力使房屋的门无法推开，凡在屋内的人很少幸免于难，整个琼海县城90%以上的房屋被摧毁。后来估算其最大风速在70 m/s以上，可是影响范围的半径仅50 km。这个热带气旋如果没有气象卫星和飞机探测，它在海上是几乎分析不出

来的。另一种是所谓的"空心台风"。其特点是外围风力比中心附近大，过境时地面气压曲线呈"脸盆状"。它们常常由于受周围系统的影响而使某部位风力达到台风强度。例如，大陆冷空气南下，与南海热带低压相遇，使热带低压西北侧的东北风加大；或者副热带高压加强西伸，使热带低压东北侧的东南—偏南风加强；或者西南季风爆发，使热带低压南侧的西南风加大。第三种俗称"短命"台风。其特点是生命史短，约1天。水平范围半径为100～150 km，中心最低气压980～990 hPa，大多处于近海。这类台风发展初期移动路径复杂，到后期大多向西到西北方向移动，多登陆在海南东部、粤西、广西沿海。这类台风登陆前各种征兆不明显，容易导致麻痹大意而使预报失败。

三、南海热带气旋的移动

南海热带气旋的强度较弱，范围较小，其路径受高空流场的影响比较大。夏季，当西太平洋副热带高压势力较强，高空形势比较稳定时，南海热带气旋的路径多是西移型或倒抛物线型；当高空环流较弱，或有双热带气旋影响时，它常在海上打转，路径无规律。过渡季节和冬季，遇强冷空气南下，南海北部东北气流增强时，可使南海热带气旋南移。据统计，南海热带气旋进入18°N以北，115°E以西后，一般向西北偏西方移动，很少北移或转向。

南海热带气旋生成以后其移动路径大致可归纳为四种类型：正抛物线型、倒抛物线型、西移型和打转后北上型。图6-22是前三种类型路径的示意图。其中正抛物线型路径多发生在5～6月，倒抛物线型路径多发生在7～8月，西移型路径多发生在6～12月，其中6～9月位置偏北，10～12月位置偏南。南海热带气旋的异常路径中，较多的是双热带气旋和突然折向的路径。双热带气旋现象一般发生在7～9月。

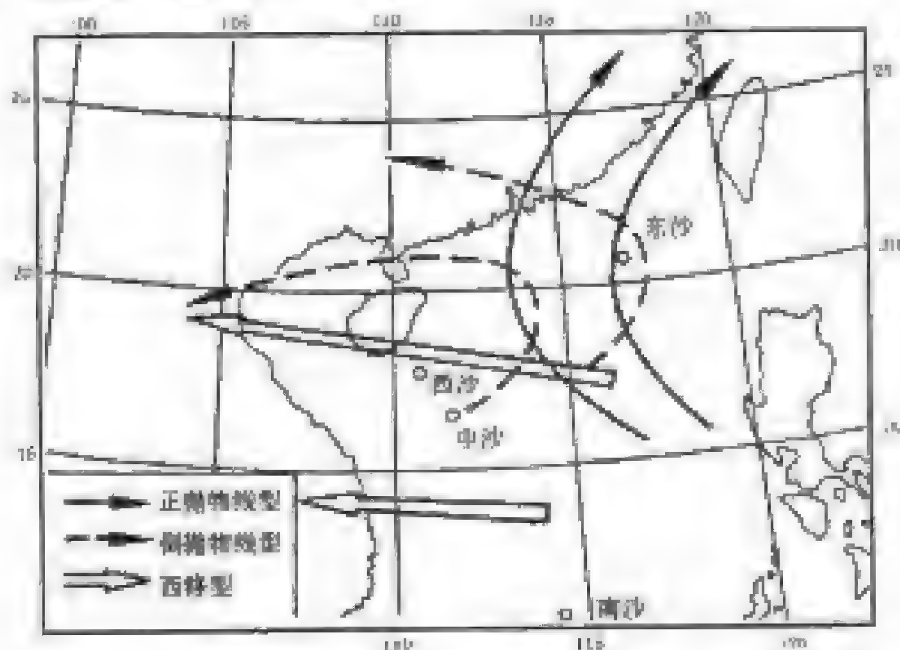


图6-22　南海热带气旋路径分类

第六节　热带气旋的测算和避离方法

在热带气旋发生的季节航行的船舶，要时刻注意海上有无热带气旋发生。一旦确认有热带

气旋，则要正确判定热带气旋的动向，以便采取恰当的避离措施，减少船损事故的发生。本节介绍在缺少气象传真图和气象报告的情况下，利用船测资料来判断热带气旋动向及船舶防避热带气旋的方法。

一、热带气旋来临的征兆

热带气旋来临前，在海象、天象、物象等方面都会出现不同程度的反常现象。这些现象可以帮助我们判断航区附近有无热带气旋活动，也可以提供热带气旋活动的最新动向。

1. 海象

1）海面出现大涌

热带气旋造成的巨大波浪，能向四周传播到很远的距离，其传播速度是热带气旋本身移速的2~3倍。因此，在热带气旋来临之前1~2天，涌浪将首先到达。如果无风来涌浪，说明远处可能有热带气旋（或其他风暴）存在；从涌浪的来向还可以判断热带气旋（或其他风暴）中心所在的方向。

2）海水发臭、发光，海面有时听到海响

热带气旋引起的涌浪或风海流使海水发生翻动，海底的腐烂物质上浮而发出腥臭气味。有时海中出现与平时不同的发光现象。海水发光往往是由于热带气旋到来前一两天，海水温度升高，某些能发光的浮游生物群集在海面所致。有的地区还可以听到海响，像远处沉闷的号角声。海响与平常风浪所引起的响声不同，它往往要在寂静时才能听到，持续时间也较长。

2. 天象

热带气旋来临前几天，一般是晴朗少云的天气。热带气旋外围接近时，天边出现辐射状卷云，并逐渐变厚、变密，辐射中心的方向就是热带气旋所在的方向。随着热带气旋的移近逐渐出现了卷层云、高层云和层积云，低空伴有灰黑色的碎层云和碎积云随风急驰。在中纬地区高云一般是从偏西向偏东方向移动的。当热带气旋西行时，高云随热带气旋自偏东向偏西方向移动。热带气旋接近时，有时会看到天空的颜色由正常的颜色转变成霞一般的颜色。这种变化不一定发生在早晚，因此不会和早霞、晚霞混淆起来。

3. 物象

海鸟成群飞来，很不安宁，海豚向港湾回游，海蛇浮出水面，鱼虾比平时显著密集等，都是由于海面生成热带气旋后使海洋要素和海况异常，海中生物不适应，一反常态。

4. 气象要素的变化

1）风

当热带气旋接近时，当地的盛行风会发生改变。在信风区域内，如在小范围内发现东风风速比平均值大25%以上时，就应当提高警惕，尤其是在流线有气旋性弯曲的地方。以我国沿海为例，在南海沿岸西南风季节里，或是东海、黄海沿岸南风、东南风季节里，如出现东风或东北风并逐渐加强，则表明可能有热带气旋来临。

2）气压

热带气旋到达前2~3天，气压总的趋势是下降的，但是还可以看出日变化。随着热带气旋的接近，气压明显下降，日变化消失。

对于上述热带气旋预兆，应根据多种情况综合考察，切勿单凭其中某一条就简单地下结论。

二、热带气旋中心方位判定

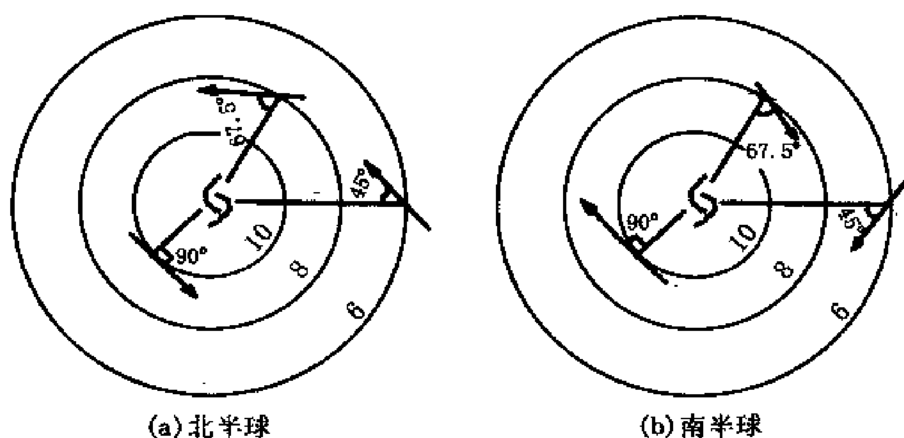
1. 根据传真天气图和气象报告判定

2. 观察云和涌

热带气旋临近，但尚未受热带气旋环流影响时，可看到天边出现辐射状卷云。这种云在水线上的汇合点的方向指示热带气旋中心所在的方位。在外海，有规律的、不断增强的涌浪的来向，指示热带气旋中心（或其他风暴中心）所在的方位。

3. 根据真风向和真风力判定

当船舶受到热带气旋环流影响时，可根据船上测算的真风判断热带气旋中心方位。背风而立，以正前方为0°，在北半球，热带气旋中心在左前方45°～90°的方位；在南半球，热带气旋中心在右前方45°～90°的方位。据统计，热带气旋中心方位与真风矢方向（如图6-23中箭头



(a)北半球　　(b)南半球

图6-23　根据真风判定热带气旋中心方位

所示方向）之间的夹角（θ）与真风力之间的关系见表6-9。在船舶测算出真风向（以度为单位）、真风力后，可先用内插法由表6-9求算出θ，然后再用下列的简易公式求出热带气旋中心方位：

$$\text{热带气旋中心方位} = (\text{真风向} + 180°) - \theta(\text{北半球}) \quad (6\text{-}1)$$

$$\text{热带气旋中心方位} = (\text{真风向} + 180°) + \theta(\text{南半球}) \quad (6\text{-}2)$$

表6-9　θ与真风力、气压距平的关系

真风力	气压距平绝对值	夹角(θ)
≤6级	≤6 hPa	45°
8级	10 hPa	67.5°
≥10级	≥20 hPa	90°

4. 根据真风向和气压距平值判定

本船测得的海平面气压经日变化订正后与当地当月平均气压之差，称为气压距平值。求得气压距平值后，根据表6-9查取θ值，再用式(6-1)和式(6-2)求出热带气旋中心方位。

表6-10为气压日变化订正表。

表 6-10　气压日变化订正表

纬度(°) \ 时间	01 / 13	02 / 14	03 / 15	04 / 16	05 / 17	06 / 18	07 / 19	08 / 20	09 / 21	10 / 22	11 / 23	12 / 24
	(观测值经订正后加以下数值(hPa))						(观测值经订正后减以下数值(hPa))					
5	0.0	0.8	1.3	1.4	1.3	0.8	0.0	0.8	1.3	1.4	1.3	0.8
20	0.0	0.8	1.3	1.3	1.3	0.8	0.0	0.8	1.3	1.3	1.3	0.8
25	0.0	0.8	1.1	1.2	1.1	0.8	0.0	0.8	1.1	1.2	1.1	0.8
30	0.0	0.5	0.9	1.1	0.9	0.5	0.0	0.5	0.9	1.1	0.9	0.5
35	0.0	0.5	0.7	0.9	0.7	0.5	0.0	0.5	0.7	0.9	0.7	0.5
40	0.0	0.4	0.7	0.8	0.7	0.4	0.0	0.4	0.7	0.8	0.7	0.4

三、热带气旋中心附近最大风速估算

热带气旋中心附近的最大风速可以通过卫星云图、热带气旋中心气压等来确定。

1. 根据卫星云图估算

用卫星云图确定最大风速主要是依据一些经验判据。

1）当符合下列判据时，可确定热带气旋中心附近最大风速 ≥60 m/s。

（1）有一个清晰的小而圆的眼；

（2）中心附近强对流区的面积大于 4 ×4 个纬距；

（3）云系结构紧密。

2）当符合下列判据时，可确定热带气旋中心附近最大风速 40 ~ 60 m/s。

（1）有圆形眼，但眼区范围较大；

（2）中心附近有强对流区；

（3）云系结构紧密。

2. 根据热带气旋中心最低气压估算

热带气旋中心附近最大风速(v_{max})与热带气旋中心最低气压(P_{min})有下列关系式：

$$v_{max} = 6.7(1\ 010 - P_{min})^{0.644} \qquad (6\text{-}3)$$

若能知道热带气旋中心最低气压，则通过上式可计算出热带气旋中心附近最大平均风速。

热带气旋中心附近最大风速的估算还有其他经验方法，在此不一一列举。

四、热带气旋部位的划分和船舶所处部位的判定

1. 热带气旋部位的划分

顺着热带气旋移动的方向往前看，把热带气旋分为两个半圆，移动方向右侧的半圆称为右半圆，左侧的半圆称为左半圆。在北半球，右半圆又称为危险半圆，左半圆又称为可航半圆；而在南半球，右半圆称为可航半圆，左半圆称为危险半圆(如图 6-24 所示)。在北半球，右前象限称为危险象限；在南半球，左前象限称为危险象限。

为什么在北半球热带气旋的右半圆被称为危险半圆呢？其理由有三：

1）在北半球，热带气旋的右半圆一般与副热带高压相邻，两个气压系统相互靠近，水平气压梯度加大，致使右半圆的风力大于左半圆。

2）在北半球热带气旋中，风绕中心逆时针方向吹，右半圆的风向与热带气旋移向接近一致，风速与热带气旋移速两矢量叠加，使风加大。特别是右半圆中心附近后部，由于风时长，波高最大。在左半圆，风向与热带气旋移向基本相反，两矢量叠加，风力被抵消一部分。

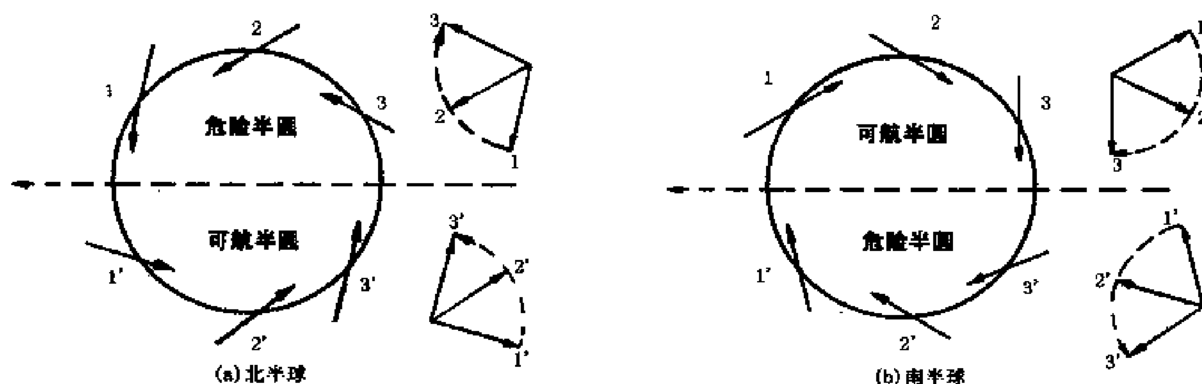


图 6-24 热带气旋的部位及其风向变化规律

3）当船舶处于右半圆（尤其是右前象限）时，容易被吹到热带气旋中心的进路上去，一旦被吹进热带气旋中心，就不易驶离。特别是热带气旋如果转向（北半球热带气旋向右转）的话，处在危险半圆前部的船舶被卷入热带气旋中心的危险性更大，故危险半圆的前部象限又有危险象限之称。

南半球左半圆称为危险半圆的原因同上。但必须指出，危险半圆与可航半圆是相对而言的，一旦船舶遇到了热带气旋，即使在可航半圆航行，也并不是没有危险，只是危险程度不同罢了。

2. 船舶所处热带气旋部位的判定

在缺乏传真天气图和天气报告的情况下，船舶一旦受热带气旋影响，特别是误入热带气旋涡旋区后，必须加强现场气象观测，缩短观测时间间隔（如每隔 1 ~3 h 观测一次），以便根据当时风向、风速和气压的变化，准确判定船舶处在热带气旋的哪一部位，进而采取相应的航法，尽快驶离。

1）根据真风向变化判定左右半圆

不论南、北半球，当真风向随时间顺时针方向变化时，表明船舶处在热带气旋的右半圆（北半球为危险半圆，南半球为可航半圆）。当真风向随时间逆时针变化时，表明船舶处在热带气旋的左半圆（南半球为危险半圆，北半球为可航半圆）。若真风向基本不变或变化不定，则表明船舶正好处在热带气旋的进路上（如图 6-24 所示）。

2）根据真风速或气压变化判定前后半圆

由于越接近热带气旋中心，风力越大，气压越低，因此，当真风速随时间增大或气压（经日变化修正）随时间降低时，可判定船舶处在热带气旋的前半圆；当真风速随时间减小或气压随时间上升时，则可判定船舶处在热带气旋的后半圆。

如上所述，我们可先利用真风向随时间的变化，判断出船舶处在热带气旋的哪个半圆或进路上，然后再利用风速或气压的变化判断出船舶处在热带气旋的前半圆还是后半圆，这样，船舶在热带气旋中的哪个象限也就确定了。例如：若船舶观测到的真风向随时间顺时针变化，风速随时间增大（或气压下降），则可判断船舶处在热带气旋的右前象限（在北半球是危险象限，而在南半球是可航半圆的右前象限）。若风向不变而风速增大或是气压降低，则可判断船舶处在热带气旋中心进路的正前方。

应当注意，上述的判定方法仅用于处于停滞状态下的船舶，或与热带气旋相向而行并从热带气旋前半部进入热带气旋的船舶。若热带气旋停滞少动或在原地打转时，处于滞航状态的

船舶，将不会观测到风和气压有明显的变化。若船舶从热带气旋后部误入热带气旋或从其前部驶离热带气旋，风和气压随时间的变化可能与上述情况相反。

3. 船舶脱离热带气旋驾驶法

在北半球，当船舶误入热带气旋的右半圆时，应使船首右舷（南半球为船首左舷）顶风全速避离，尽量保持风从右舷（南半球为左舷）10°～45°而来，直到离开危险区域为止，如图6-25中A船（南半球为C船）虚线所示。若船舶处于热带气旋的左半圆，立即全速以右舷船尾（南半球为左舷船尾）受风避离，受风角的大小，一般为30°～40°。这样，船舶相对于热带风暴的航迹如图6-25中B船（南半球为D船）虚线所示。如果风浪过猛或其他原因无法向前航行时，就采取滞航的办法来操纵船舶，随着热带风暴的移动而离开危险地区。这样，船舶在南北半球热带气旋各区域的航迹分别如图6-25中A_1，A_2，A_3，…，B_1，B_2，B_3，…，C_1，C_2，C_3，…和D_1，D_2，D_3，…的虚线所示。

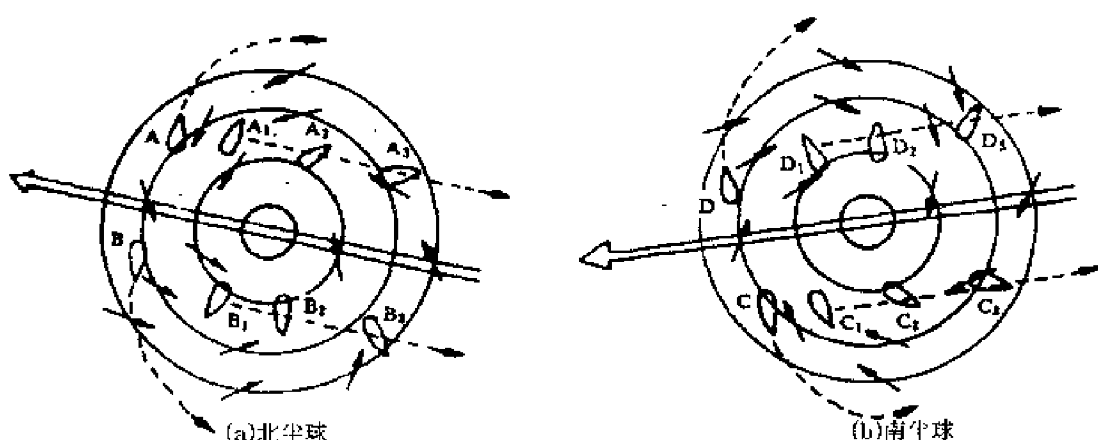


图6-25　脱离热带气旋驾驶法示意图

五、船舶防避热带气旋的方法

船舶为了避免或减少热带气旋可能带来的危害，必须采取防避措施。船舶在港内和在海上航行时应采取不同的防避方法。

1. 港内防避

船舶处在港湾、江河和沿岸浅水区内，有地形的屏蔽，受到热带风暴袭击的强度大为减弱。因此，抗风浪能力差的船舶主要采取系泊防避方式。系泊防避有锚泊、系浮筒和靠码头三种方法，常用的是锚泊。为增加锚的系留力和减少船舶的偏移，一般抛双锚。系浮筒防避时，一般都将主锚锚链系在单浮筒上，如系双浮筒，须用有足够强度的尾缆系带。靠码头防避只适用于浪涛不大的港口。船舶系靠码头时，要加强系缆和增加碰垫，特别要加强在最大风力的风向上的系缆和在易摩擦的地方增加碰垫，并使各系缆保持受力均匀。在浪涛大的港口，船舶不能靠码头防避，而应到开敞的锚地锚泊。抗风能力强的船舶在锚地防避条件不利时，可出海避难或顶风滞航。

2. 海上防避

在海上航行的船舶遭遇台风时，为了避免被卷入热带风暴中心或中心外围暴风区，一般采取避航方法。船舶可根据热带风暴的动态和强度不失时机地改变航向和航速，使船位与热带风暴中心保持一定的距离，处于本船所能抗击的风力等级的大风范围以外，如下述的扇行避离热带风暴法就是一种行之有效的方法。所谓扇形避离热带风暴法就是根据热带风暴中心的位

置、移动方向和速度(可从天气报告中获得),结合本船的船位、航向和航速,在海图上作扇形图,使船与热带风暴保持一定距离。作图方法如图6-26所示。图中 H_1、H_2、H_3、H_4 分别代表世界时0000,0600,1200,1800时的热带风暴中心位置,A、B、C、D分别代表与以上各时刻对应的船位。当0000时船舶位于A点时,根据天气报告得知热带风暴中心位于 H_1,并得知预报移向和移速,以 H_1 点为中心作扇形1,其半径等于未来24 h的移动距离,夹角等于从未来移向线向左右两侧各取30°~45°,这就是船舶未来24 h内需避离的危险扇形区,然后每隔6 h依次作出扇形2、扇形3和扇形4,直到船驶至E点已完全脱离威胁后,才可以改为沿原预定航向航行。采用扇形避离法,应注意以下几点:

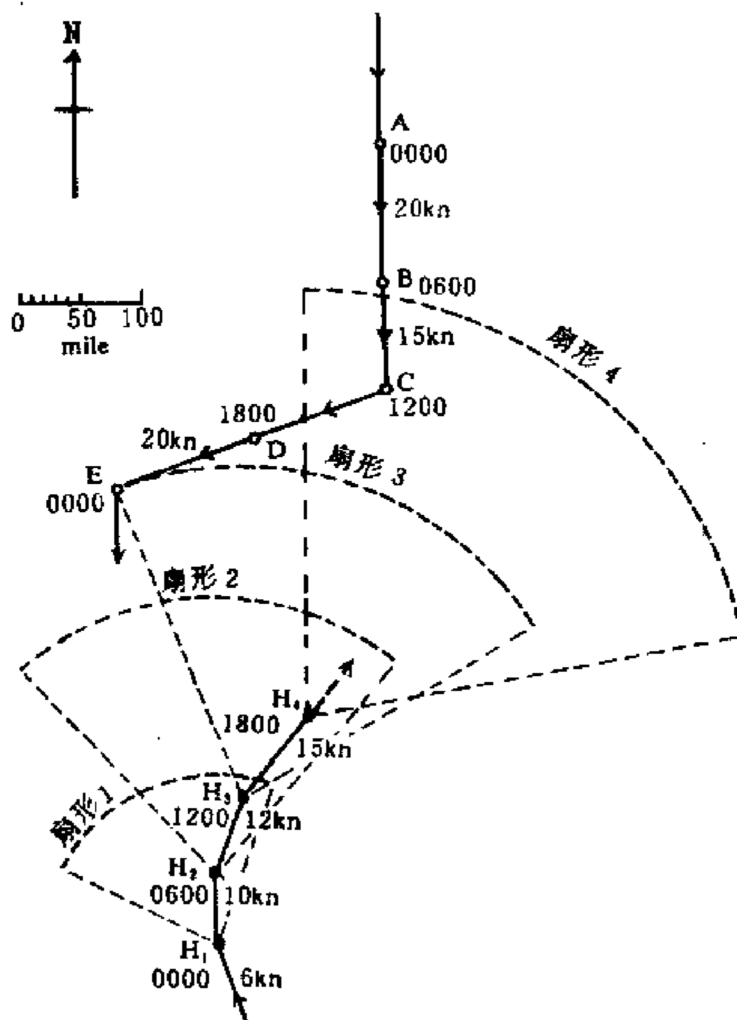


图6-26 作扇形图避离热带风暴(北半球)

1)在开阔海洋上航行的船舶可采用此法,而沿岸航行的船舶不能采用;

2)扇形半径也可考虑8级大风圈的半径,使船舶最好距离热带风暴中心200 n mile以上,至少也不要小于100 n mile;

3)扇形夹角的大小,在低纬及热带风暴接近转向时应取80°~90°,在高纬及热带风暴转向后可取60°左右。

复习思考题

1. 简述热带气旋在不同海域的分类和名称、编号和命名。

2. 简述热带气旋的发生源地、各源地的发生频率和发生季节。哪些海域至今未有热带气旋发现?其原因是什么?

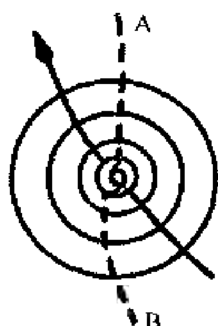
3. 说明西北太平洋热带气旋的发生源地。

4. 简述热带气旋的形成与消亡条件。

5. 热带气旋的生命史可以分为哪几个阶段?各阶段的主要特征是什么?

6. 简述热带气旋外围区、涡旋区、眼区的天气与海况特点。

7. 如下图所示,假定台风沿粗实线方向移动,某船相对于台风沿虚线由A点经台风中心到达B点,则该轮观测到的气压、风向、浪、云雨等有什么变化?



8. 绘图说明在东风带和西风带中，影响热带气旋移动的外力和内力的平衡关系，并说明热带气旋移动的基本规律。

9. 说明西北太平洋热带气旋移动的一般规律。

10. 说明热带气旋在转向前、转向后和转向时移动速度变化概况以及在移动过程中加强或减弱时其移速变化的一般规律。

11. 热带气旋路径主要受哪些天气系统的影响？简述其与西太平洋副高和西风槽之间的关系。

12. 简述南海热带气旋的发生源地、主要发生季节与月发生数的分布。

13. 简述南海热带气旋的特点和一般移动路径。

14. 试从海象、天象、物象和气象要素变化等来说明风暴来临的前兆。

15. 如何根据真风向和真风力判断热带气旋中心方位？某船在北太平洋洋面上航行，根据海、天征兆判断已进入台风环流边缘，当时测得真风向 E，真风力 6 级，试求台风中心的大概方位。

16. 船舶条件下如何判断热带气旋中心距离？

17. 热带气旋的危险半圆和可航半圆在南、北半球是如何划分的？

18. 为什么说北半球热带气旋的右半圆、南半球热带气旋的左半圆是危险半圆？

19. 在南、北半球如何根据真风向、真风速、气压变化判断船舶处在热带气旋的哪个部位？

20. 某船在日本南部洋面上航行，受台风影响测得气象情况如下：

时间	10 月 00 时	06 时	12 时	18 时	11 月 00 时	06 时	12 时	18 时
真风向	002°	020°	070°	090°	120°	120°	160°	210°
真风速（m/s）	12	14	20	26	30	22	16	10
气压（hPa）	1000	995	990	980	970	980	990	1000

根据上述气象情况，请判断：

1）哪个时段船处在台风外围区和涡旋区？为什么？

2）哪个时段前后，船离台风中心最近？为什么？

3）哪个时段船处在台风前部？哪个时段处在台风后部？为什么？

21. 处在热带气旋危险半圆和可航半圆的船舶如何驶离热带气旋？

22、什么叫热带气旋扇形避离法？使用时应注意什么？

23、试比较温带气旋与热带气旋的异同。为什么热带气旋中心不能穿越面温带气旋却可穿过？

第七章　赤道辐合带、东风波和热带云团

低纬度天气系统除第五章介绍的副热带高压和第六章介绍的热带气旋外，还有赤道辐合带、东风波和热带云团等。

第一节　赤道辐合带

赤道辐合带又称热带辐合带（Intertropical Convergence Zone，简称 ITCZ），赤道锋，是南北半球两个副热带高压之间气压最低、气流汇合的地带。它是热带地区的一个行星尺度系统，对低纬度地区的天气系统的活动有很大的影响，特别是与台风的活动有密切的关系。

一、赤道辐合带的分类

按照辐合带两侧气流的辐合情况，可将赤道辐合带分为两种类型（如图 7-1 所示）：一种是

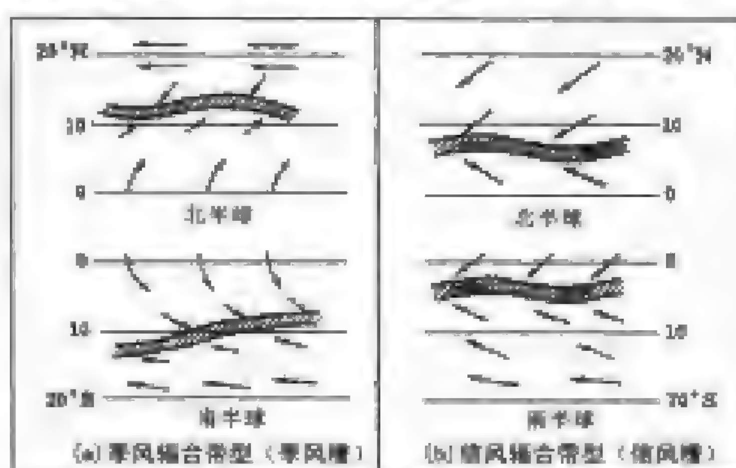


图 7-1　南北半球赤道辐合带模式

季风辐合带型（季风槽）。这种辐合带处于东风带和西风带之间，是东西风的过渡带。辐合带中地面基本静风，因此也称无风带。另一种是信风辐合带型（信风槽）。它是由东北信风和东南信风交汇而形成的。观测和分析表明，在西北太平洋地区，上述两种类型的辐合带都有出现，图 7-2 和图 7-3 分别是西太平洋地区季风槽和信风槽的地面流场和云型的实例。

二、赤道辐合带的活动概况

1. 赤道辐合带的季节性移

赤道辐合带的位置随季节有明显的变化。其变化与副热带高压的季节变动密切相关。北半球夏季，由于副热带高压北移和西南季风增强，赤道辐合带位置偏北；冬季则相反，辐合带位置偏南（如图 7-4 所示）。就全球平均状况而言，1 月份位置最南，在 5°S 附近，7 月份位置最北，在 12°N～15°N 附近。但在不同地区赤道辐合带南北移动的幅度不同，在大西洋和太平洋东部，赤道辐合带位置变化较小，全年都在北半球靠近赤道的地区，而在印度洋北部和太平洋西部，赤道辐合带的季节性位移显著，1～2 月平均位置在 10°S～15°S，7～8 月在 25°N 附近。

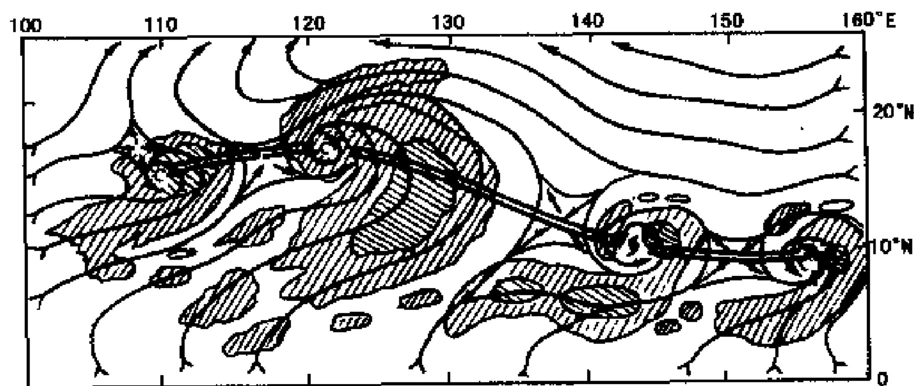


图 7-2　西太平洋地区季风槽的地面流场与云型

（左斜实线为云区，右斜实线为深对流云区）

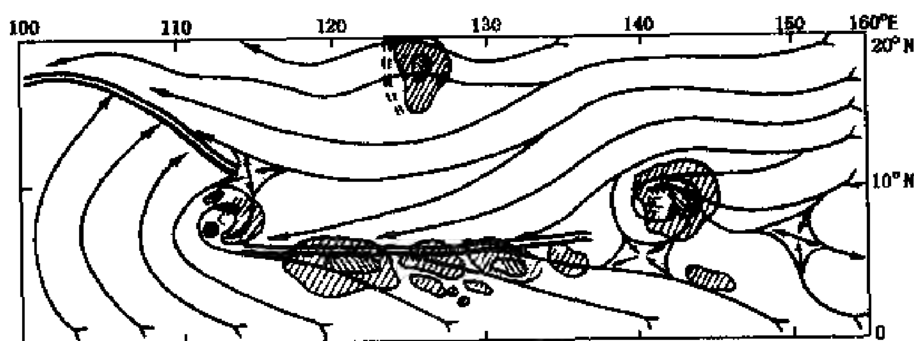


图 7-3　西太平洋地区信风槽的地面流场与云型

（左斜实线为云区，右斜实线为深对流云区）

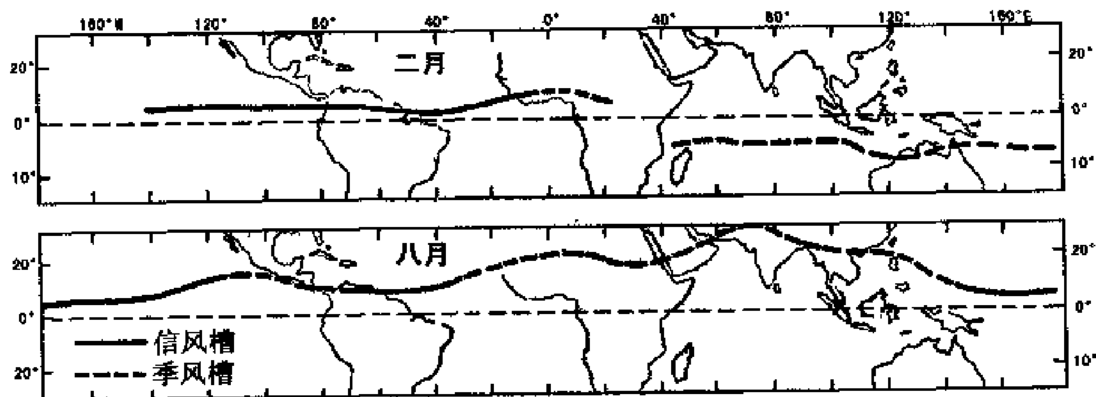


图 7-4　2 月和 8 月全球赤道辐合带的分布图

2. 赤道辐合带的短期活动

赤道辐合带在短期内的活动是不规则的，有时呈准静止状态，有时却表现很不稳定，时生时灭。根据赤道辐合带的活动特点，可以把其短期变化分为两个不同的阶段：

1）不活跃阶段

这个阶段，赤道辐合带较弱，位置偏南，而且比较稳定，移动较少。其环流主要特点是副热带高压位置偏南，低纬度地区主要盛行同一半球的偏东信风气流。辐合带云系发展不完整，主要是面积较小的分布散乱的信风云系。

2）活跃阶段

主要特点是当南半球冬季高压势力增强，其北侧东南气流也迅速加强北进时，北半球低纬爆发性地出现大范围的来自南半球的西南和偏南气流。北半球副热带高压北上，赤道辐合带北抬。由于两半球气流的强烈相互作用，在辐合带中出现气旋性涡旋环流。这时的云带主要由一些大面积云团或由它们连成的稠密云带组成。

台风主要形成在赤道辐合带的活跃阶段。两支信风（东北气流和东南气流）组成的辐合带也并不都是不活跃的，当两支气流较强时，它也可以产生明显的云带，并发展出螺旋云系，从而也可加强为台风。

三、赤道辐合带的天气特征

赤道辐合带附近一般是不稳定区和辐合上升区，而且在它上面时有低涡或台风的形成和发展，因此辐合带上常有很活跃的对流性天气出现。辐合带附近经常有积云、积雨云发展，并常伴有暴雨、雷暴和大风，其外围是层积云和港积云，对流性云区可宽达数百公里。在积云上部常扩展为高积云和高层云，在更高处有卷云。在卷云与高层云之间常有一些晴空的通道存在，但在辐合带发展很强时，没有这种晴空通道存在。降水区范围一般可达200～800 km，主要降水区一般分布在辐合带两侧，尤以西南侧较为明显，降水中心位于辐合最强的气旋性环流区。由于辐合带上的涡旋是间隔分布的，因此沿线天气分布也不连续，明显的对流天气仅出现在气流辐合区，其他区域无坏天气出现，只有一些积状云活动。

四、赤道辐合带与台风的关系

热带地区的大部分云系或云团均集中出现在赤道辐合带上，而且它与海温的暖轴相对应，说明ITCZ是热带地区热量和水汽输送最集中的地区，即是热带能量产生的源地，而且它具有明显的大尺度辐合流场，对扰动的发展十分有利，所以它是热带扰动和台风发生的主要源地。据统计，南海和西太平洋台风中有80%～85%起源于热带辐合带中的涡旋扰动，多发生在季风辐合带上，而信风辐合带上很少有台风生成。

季风辐合带对台风发生发展的作用主要表现在：①提供能量来源。辐合带内积云对流旺盛，有大量的凝结潜热释放，其制造的有效位能足以克服台风在发生发展过程中的动能的摩擦消耗，因而它是扰动发展和台风形成的主要能动机制。②造成有利的环境流场。辐合带的强水平切变及其造成的低层的强烈辐合气流是台风形成的一个重要条件。③季风辐合带附近风速垂直切变小，极有利于台风暖心结构的形成。

第二节　东风波

在副热带高压南侧的广大低纬地区存在着深厚而稳定的东风气流，在这个东风气流带上，常因扰动而产生一个个自东往西移动的天气尺度波动，这就是东风波（Eastly Wave）。

一、东风波的一般特征

东风波呈倒V字形，波槽线常呈南北向或东北—西南向，通常波槽前为东北风，波槽后为东南风。东风波受东风气流引导，自东向西传播，移速为20～25 km/h。

东风波的波长一般为1 000～1 500 km，有的可达4 000～5 000 km。波动的垂直伸展高度一般在6～7 km，有的可达对流层顶，其最大强度出现在700～500 hPa之间。

较强的东风波在卫星云图上有较强的涡旋状云系，地面有较强的负变压中心和天气相配

合，发展迅速，波槽附近可分析出闭合低压，在适当的条件下，可发展为热带气旋（据统计，南海和西太平洋台风中约10%的热带气旋产生于东风波中）；较弱的东风波，只表现为一团小范围的云系，在地面图上不易分析出来，常在1～2天内消失。

二、东风波的天气分布

东风波可以产生激烈的对流性天气。东风波的天气分布可分为两种类型：一种是不对称模式，即天气区位于波槽的一侧（如图7-5所示）；另一种是对称模式，即天气区位于波槽的两侧，云系呈倒"V"字形（如图7-6所示）。在不对称模式中，天气区位于波槽以西（前部），还是以东（后部），这与风场的垂直结构有关。据研究，如果东风波在低层移动得比基本气流慢，则波轴以西是辐散区，以东是辐合区，坏天气出现在波槽后部（如图7-5(a)所示）。这类东风波大多出现在风速随高度减少的东风层中；反之，如果东风波在低层移动得比基本气流快，则波轴以西是辐合区，以东是辐散区，坏天气出现在波槽前部（如图7-5(b)所示）。这类东风波大都出现在风速随高度增大的东风层中。

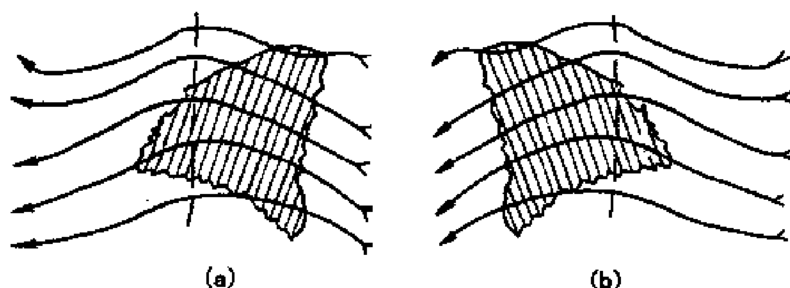


图7-5　东风波的不对称模式

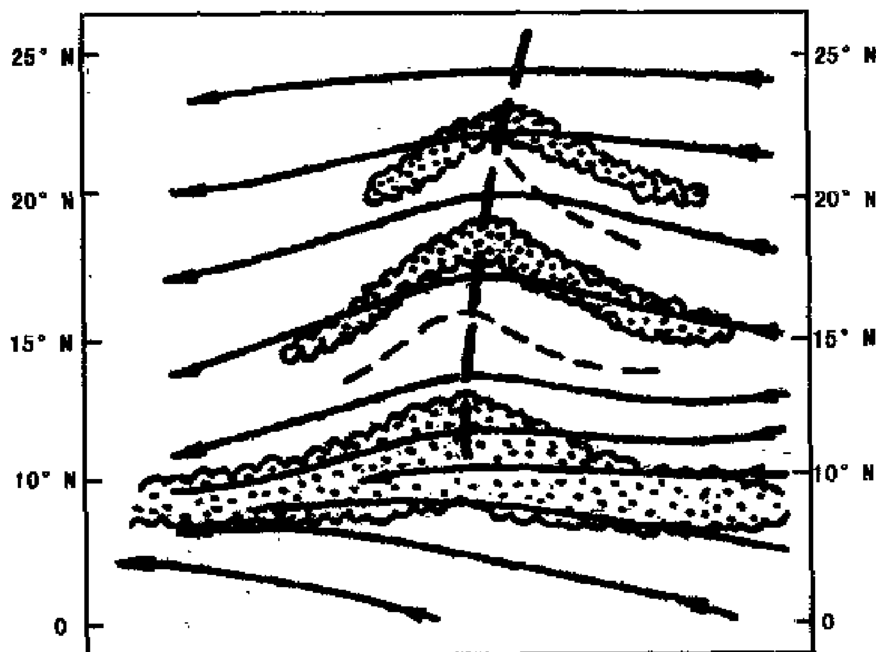


图7-6　东风波的对称模式

倒"V"型模式代表较弱的或早期的东风波模式，主要出现在大西洋中部和东部，而在西太平洋很少见。不对称模式代表较强或发展的东风波，主要出现在大西洋西部加勒比海地区及西太平洋地区。大西洋西部加勒比海地区的东风波坏天气一般出现在波后；在西太平洋及我

国南海地区，东风波的坏天气一般研究认为出现在波前，但也有出现在波后的。1967 年 7 月底至 8 月初，影响福建中部的一次较强东风波过境的坏天气就是出现在槽区及槽后地区(如图 7-7 所示)。

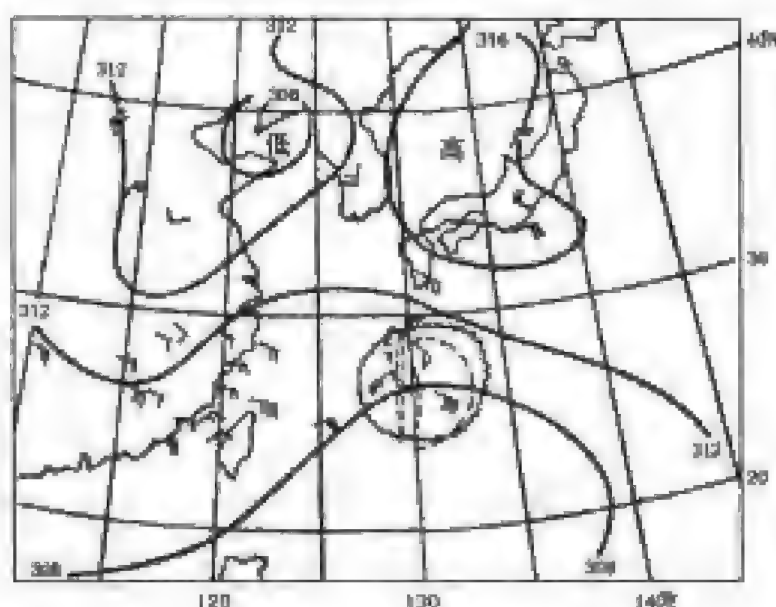


图 7-7　1967 年 7 月 29 日 20 时 700 hPa 图

(曲线为卫星云图上东风波云区，双虚线为东风波槽线)

在北半球，东风波在大西洋、太平洋和西非地区对流层中下层的东风气流里活动频繁。发生在西太平洋副热带高压南侧的深厚东风气流里的东风波，对我国东南和华南沿海以及长江中下游地区都有影响。

第三节　热带云团

热带云团(Tropical Cloud Cluster)是指存在于热带地区由大量对流云所组成的直径在 4～10 个纬距范围内的密闭云区(如图 7-8 所示)。这种云团是从卫星云图上发现的，在天气图上

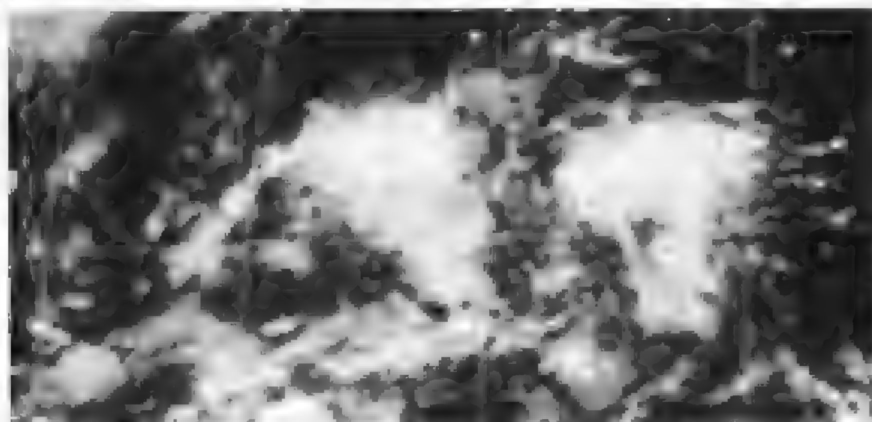


图 7-8　热带云团卫星云图

有时没有与云团相对应的天气系统。云团所经过的地区，常发生大风和暴雨。东风波、台风等热带天气系统大多是在云团基础上发展起来的。

一、热带云团的尺度

热带云团的尺度差别较大，有中尺度和小尺度的，也有中间尺度和天气尺度的。西太平洋一般云团的尺度比太平洋中、东部的大得多。盛夏季节西太平洋一般云团的尺度可达12×12纬距，常呈带状排列，云团间距为云团本身大小的2～3倍。云团内部是由尺度为10～100 km、生命期为数小时到一天的中尺度对流云系和尺度为4～10 km、生命期为30 min到数小时的小尺度对流云系所组成。

二、热带云团的分类

从全球范围看，云团有三种类型：①爆玉米花状云团 。尺度比较小，多出现在南美大陆的热带地区和中国西藏的南部地区，有明显的日变化。②普通云团。水平直径在4个纬距以上，常发生于热带辐合带中。③季风云团。它和西南季风活动有密切联系，发生于热带的印度洋和东南亚，南北宽达10个纬距，东西长达20～40个经距，冬季约位于5°N～10°N，自6月中旬开始，随季风的推进，爆发似地向北发展，到8月份，可推进到20°N～30°N。

三、热带云团的活动

夏季，在西太平洋地区，热带云团的活动相当频繁。据统计，在夏半年每个月有40个左右云团生成。其中大部分在1～2天消失，维持3天以上的常常发展成台风。我国南方及东南沿海地区，也经常因有云团入侵而造成暴雨，如1972年7月9日，有一块云团自台湾省东南海面入侵闽南，造成闽南一次特大暴雨，平和县6 h降水量达290 mm以上。因此，云团已成为近年来人们集中研究的热带天气系统之一。

复习思考题

1. 简述热带辐合带的概念、分类、季节活动及天气特征。
2. 简述东风波的概念及其主要天气特征。
3. 简述热带云团的概念及其主要天气特征。

第八章 中小尺度天气系统

锋面、温带气旋、冷高压、副热带高压、热带气旋等都是大尺度和行星尺度天气系统。除此之外，大气中还有一类空间尺度较小、生命期较短的天气系统称为中小尺度系统。它们的共同特点是：水平范围小、生命史短、要素场水平梯度大、垂直速度大，天气现象激烈。中尺度系统主要包括雷暴群（或称多单体雷暴）、飑线等，小尺度系统包括雷暴单体及龙卷等。中小尺度天气系统主要生成于中、低纬度地区的热季，多由强对流运动发展起来的（又称对流性天气系统），因而能够产生强烈的阵性大风、阵雨、冰雹等不稳定天气，可造成不同程度的灾害。

第一节 雷 暴

雷暴（Thunderstorm）是积雨云中所发生的雷电交加的激烈的放电现象，一般伴有阵雨，故常与雷雨一词通称。同时，雷暴又指天气系统。通常把仅伴有阵雨的雷暴，称为"一般雷暴"或"普通雷暴"；而将伴有暴雨、阵性大风、冰雹、龙卷等强对流性天气带来严重灾害的雷暴称为"强雷暴"或"强风暴"。

一、雷暴的生命史

产生雷暴的积雨云称为雷暴云或雷暴单体，其水平尺度在 10 km 左右，是小尺度天气系统。每个雷暴单体的生命史大致可分为发展、成熟和消散三个阶段（如图 8-1 所示）。每个阶段持续十几分钟至半个小时。在不同阶段雷暴单体有不同的结构特征。

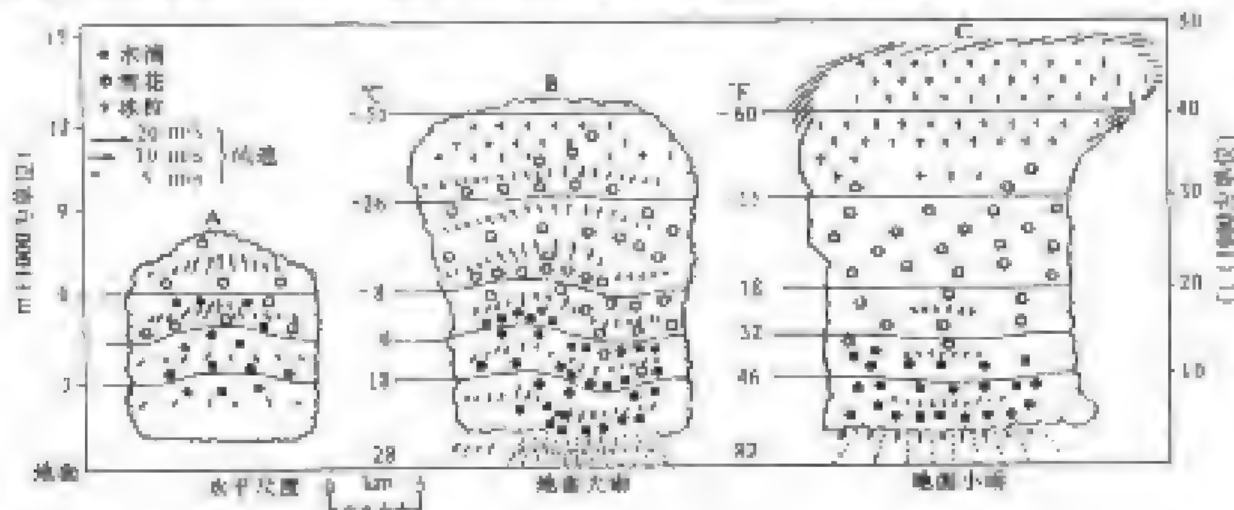


图 8-1 雷暴发展生命史

（箭矢表示气流的方向和速度：左：具有初始上升气流的发展阶段；中：有上升气流和下沉气流的成熟阶段；右：由冷的下沉气流支配的消散阶段）

1. 发展阶段（又称积云阶段）

这个阶段，积云开始形成。其主要特征是上升气流贯穿于整个云体，地面风力一般很弱，

风向也不定，低空有向云区的辐合气流，促使上升气流发展。

2. 成熟阶段（又称旺盛阶段）

这一阶段的重要标志是开始有降水。由于云中上升气流的不断发展，雨滴不断增大，当雨滴增大到上升气流托不住时，就开始降水，与此同时，在云与地或云与云之间发生大气放电现象，出现电闪雷鸣。此外，由于雨滴下落时携带着附近空气向下运动，在雷暴移行方向的后侧产生了下沉气流，当下沉气流冲到地面附近时，向四周散开，导致地面出现阵性大风。因而，这一阶段雷暴单体的近地面层变为辐散流场，出现"雷暴高压"（如图8-2所示）。

3. 消散阶段

这个阶段的主要特征是下沉气流占据云体的主要部分。当雷暴云减弱消散时，天气现象也逐渐减弱消失。

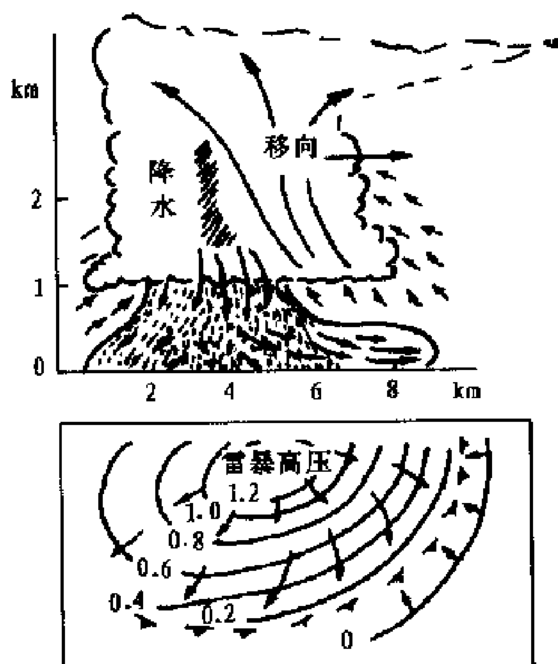


图8-2　雷暴云和雷暴高压示意图
（上方图是雷暴云下沉冷空气扩散剖面示意）

二、雷暴过境时气象要素和天气变化特征

雷暴单体经过某地时，地面的气象要素和天气现象均会发生明显的变化。

1. 气温

雷暴之前，气温较高，人有闷热的感觉，随着雷暴大风的到来和阵雨的开始，气温急剧下降，雷暴中心经过的地点，降温幅度最大。

2. 气压

雷暴之前，气压不断降低，常常会打破正常的气压日变化规律，雷暴单体经过测站时，测站的气压自记曲线上有时能观测到一个突然升压的隆起部分，好像鼻子一样，称为"气压鼻"或"雷暴鼻"，一般认为这是雷暴云中的下沉冷气流造成的，这个单站气压曲线上的气压鼻对应海平面气压图上的雷暴高压。但由于这个高压范围小，维持时间短，因此在一般天气图上反映不出来。

3. 风

雷暴之前，地面风力微弱，向着对流发展的云区辐合，当受到雷暴云前沿影响时，风向立即改变，阵风突然增大，雷暴阵风一般6~7级，强烈的可达11级以上。阵风维持时间短，雷暴过境后风力很快减弱。

4. 云和雷电

雷暴之前，可观测到堡状和絮状的高积云。雷暴来临，云体发展，先看到伪卷云，紧接着是巨大乌黑的积雨云。当积雨云顶升高到-20℃时，便发生电闪雷鸣现象。

5. 降水

常常是阵风出现后有几滴大雨，几分钟后，便是倾盆大雨，雨势很急，有时伴有冰雹。"山雨欲来风满楼"便是形象的描述。一段时间后，雨势慢慢减小。

三、雷暴的形成及活动特点

1. 雷暴的形成

雷暴的形成一般由两种作用所引起：一是热力作用；二是动力抬升作用。由热力作用引起

的雷暴称为热雷暴。它多发生在气团内部。一般强度不大，历时短暂，很少移动，产生的天气也不严重。热雷暴常出现在夏季的午后，因午后地面受日照而强烈增温，在近地面层形成绝对不稳定层结($\gamma > \gamma_d$)，引起局地热对流，使对流运动得以发展。在海洋上由于热力条件不同，热雷暴多发生在后半夜至凌晨前后。

由动力抬升作用引起的雷暴，一般影响范围较大，维持时间长，强度强，产生的天气比较严重。动力抬升作用一般包括三类：锋面抬升、低层气流辐合抬升及地形抬升。

2. 雷暴的活动特点

雷暴的活动具有一定的地区性和季节性。低纬度雷暴出现的次数多于中纬度，中纬度多于高纬度。就相同纬度来说，雷暴出现的次数，一般是山地多于平原，内陆多于海洋。雷暴活动的季节性也很明显，夏季出现最多，冬季几乎没有。

以上介绍的是普通雷暴，还有一些更强大的对流系统称为强风暴，它能造成大风、暴雨、冰雹、龙卷等更严重的天气现象。

第二节　飑　线

飑线(Squall Line)又称不稳定线或气压涌升线，是由若干排列成行的雷暴单体或雷暴群所组成的风向、风速发生突变的狭窄的强对流天气带。这个带长约几十到二三百公里，宽度一般小于1 km，是比普通雷暴影响范围更大的中尺度天气系统。飑线上的雷暴通常由若干个雷暴单体组成，少则4－5个，多则十几个或几十个，生消此起彼伏，所以飑线比个别雷暴单体带来的天气变化要剧烈得多。飑线过境时，常会出现风向突变、风速猛增、气温陡降、气压骤升等剧烈的天气变化。

图8-3是1974年6月17日南京测站记录的一次飑线过境时气象要素剧变的情况。飑线在19时15分左右经过南京测站，至20时，气压骤升8 hPa，温度剧降11℃，风速高达38.9 m/s。在临近县下了冰雹，最大冰雹直径10－11 cm，重量达0.6 kg。

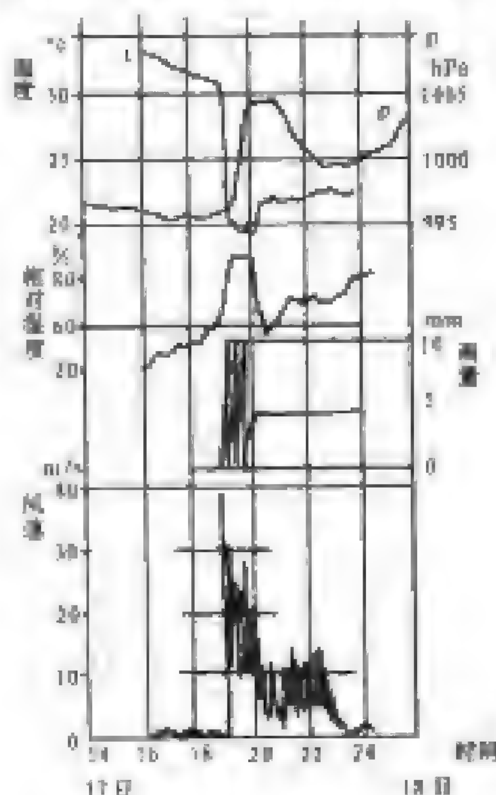


图8-3　飑线经过测站时气象要素剧变的实例

一、飑线的天气特征

飑线前天气较好，多为偏南风，且在发展到成熟阶段的飑线前方常伴有中尺度低压。飑线后天气变坏，风向急转为偏北、偏西风，风力大增。飑线之后一般有扁长的雷暴高压带和一明显的冷中心，在雷暴高压后方有时还伴有一个中尺度低压，由于它尾随在雷暴高压之后，故称之为"尾流低压"。飑线沿线到后部高压区内，有暴雨、冰雹、龙卷等天气。

二、飑线与冷锋的区别

飑线处于雷暴云下沉冷空气的前缘，空间结构和冷锋酷似，都是冷暖空气的分界面，过境时都伴有风向急转，风力猛增、气温下降，气压上升，加之它又常出现在冷锋附近，因此，容易把它与冷锋混淆。尽管飑线与冷锋有不少相似之处，但也有很大差异，故又常将飑线称为"伪冷锋"或"假冷锋"。二者的主要区别在于：

(1)冷锋是两种不同性质气团的分界面，是大尺度系统，而飑线则是在同一气团内部形成和传播的中尺度系统；

(2)飑线附近的天气现象比冷锋天气剧烈得多，气象要素的变幅也比冷锋附近的大得多；

(3)飑线的移速一般比冷锋要快，有时甚至比冷锋快2~3倍；

(4)飑线强度有明显的日变化，而冷锋没有。

第三节 龙 卷

龙卷(Tornado)是和强对流云相伴出现的，具有垂直轴的小范围强烈涡旋(如图8-4所示)，是一种破坏力很大的小尺度风暴系统，又称龙卷风。

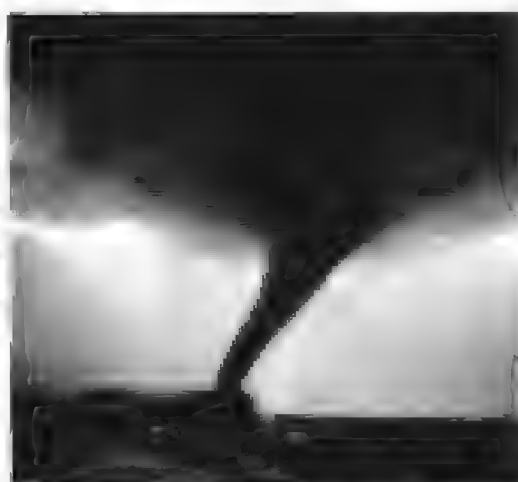


图8-4 典型龙卷实例

大多数的龙卷出现在有强烈的雷雨时，少数出现在阵雨时，还有个别的出现在未降水的浓积云底部。当有龙卷出现时，总有一个如同"象鼻子"一样的漏斗状云柱自雷暴云云底盘旋而下，有的能达到地面或水面，有的稍伸即隐，有的悬挂在空中。当它伸达地面或水面时，常能卷起大量的尘土或水，从四周包围成管状，在陆上卷起泥沙、尘土等，称为陆龙卷；在海上，卷起海水，称为水龙卷，俗称的"龙取水"就是这种天气现象。

一、龙卷的一般特征

1. 水平范围很小

龙卷是一种强烈旋转的小涡旋，水平尺度很小，在地面上，其直径一般在几米到几百米之间，最大可达1 km；再往上，直径可达3~4 km，最大达10 km。

2. 持续时间很短

龙卷持续的时间很短，一般为几分钟到几十分钟。

3. 气压很低

龙卷中心的气压非常低。据估计，其中心气压可低至400 hPa以下，甚至达到200 hPa。正是由于龙卷内部气压的剧降，造成了水汽的迅速凝结，龙卷才由不可见的空气涡旋变为可见的"象鼻"式的漏斗云柱。

4. 风力很强

龙卷的主要特征是风力大，最大风速可达100~200 m/s，其风速分布特征是：自中心向外增大，在距中心数十米的区域达最大，再往外，风速又迅速减小。

5. 破坏力极大

因为龙卷中有特别大的风速和内外气压差，所以龙卷的破坏力非常巨大，可拔树倒屋，甚

至给局部地区造成更大的破坏。

6. 移动迅速

龙卷的移动路径多为直线，长度一般为 5 ~ 10 km，短的仅 300 m，个别长的达 300 km；平均移速为 15 m/s，最快可达 70 m/s。龙卷的漏斗云柱一般是垂直向下的，但因空中风比地面风大，因此，漏斗云柱会发生倾斜，其倾斜方向通常指示龙卷移动的方向。这一特点可以作为船舶避离龙卷时的一个很有用的参考。

二、龙卷的形成及活动特点

龙卷形成的条件与雷暴、飑线相类似，但它要求的层结不稳定更加强烈，因此产生龙卷的雷暴云比别的雷暴云更高、更强，至于对于龙卷形成的物理机制和演变过程，目前尚无成熟的理论来解释。

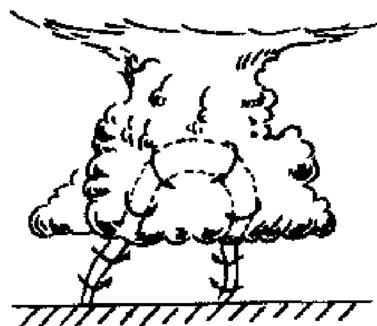


图 8-5　左龙卷和右龙卷

龙卷有时会成对出现（如图 8-5 所示），两个龙卷的旋转方向正好相反，一个是气旋式的，另一个是反气旋式的，不过气旋式龙卷较为常见。

龙卷主要出现在夏半年，陆地上以发生于下午到傍晚的机会居多，海上一般出现在清晨6 时左右。在热带和副热带，特别是墨西哥湾、地中海和孟加拉湾上空，水龙卷出现频繁，且多半发生在夏天和初秋。我国南海西沙群岛一带，一年四季均可出现龙卷，尤其以 8、9 月为最多。

复习思考题

1. 简述雷暴发生的地区性和季节性特点。
2. 试述雷暴过境时气象要素和天气变化特点。
3. 何谓飑线？飑线过境时天气如何变化？
4. 简述飑线与冷锋的区别。
5. 简述龙卷风的天气特点及发生的规律。
6. 概述中小尺度天气系统的基本特征。

第九章　海上气象信息

为了保证航行安全，各国主管当局都指定专门机构通过各种途径向航行的船舶及时地提供有关海上航行的安全信息，包括航行警告、气象警告、气象预报和其他海上紧急信息。目前海上气象信息主要通过无线电话、无线电气象传真、航行电传（NAVTEX）系统、增强群呼（EGC）系统向船舶播发。船舶不论航行在哪里，都能得到航行海区有关国家发布的天气、海况等图文资料。准确识读和应用这些资料，对于保障航行安全至关重要。本章介绍航海常用气象传真图和英文气象报告的有关知识，并举实例加以说明。

第一节　气象传真图

一、概述

1. 世界气象传真区域的划分及主要气象传真广播台

近几十年来，气象传真广播得到了迅速发展，其覆盖范围遍及世界所有海洋。世界气象组织将全球划分了6个传真区域。表9-1列出了各区域主要的气象传真广播台及呼号。

2. 世界气象传真台的发图内容和时间

在每年印发的英版《无线电信号表》第3卷和美国国家天气业务中心（National Weather Service）网站（http://www.nws.noaa.gov/om/marine/home.htm）上都能查到目前开放无线电气象传真业务的广播电台的发图内容和发图时间。值得注意的是各台使用的频率、发图内容和发图时间时有变动，使用时应注意各台预先发出的通知。

3. 气象传真图的种类及图题

1）气象传真图的种类

目前，世界各国发布的气象传真图内容丰富，种类繁多，可供不同行业和部门根据需要选择接收。适于航海使用的气象传真图大致可以归纳为以下三大类。

（1）传真天气图

包括地面分析图、地面预报图、热带气旋警报图、高空分析图和高空预报图等。

（2）传真海况图

包括波浪分析图、波浪预报图、表层海流图、表层海流预报图、表层海温图、表层海温预报图、海冰状况图和海冰预报图等。

（3）传真卫星云图

包括可见光云图、红外云图和卫星云图云层分析图等。

此外，还包括其他一些辅助图。

本节仅对传真天气图和传真卫星云图分别作介绍，传真海况图放在第十章"海浪、海流和海冰"中介绍。

表 9-1　世界气象传真区域及主要传真广播台

区域	传真广播台	呼号	国家
第一区 (非洲)	内罗毕 Nairobi 开罗 Cario 比勒驼利亚 Pretoria 开普敦 Cape Naval 达喀尔 Dakar	5YE SUU ZRO ZSJ 6VY/6VU	肯尼亚 Kenya 埃及 Egypt 南非 South Africa 南非 South Africa 塞内加尔 Senegal
第二区 (亚洲)	北京 Beijing 上海 Shanghai 新德里 New Delhi 东京 Tokyo 曼谷 Bangkok 汉城 Seoul 塔什干 Tashkent	BAF BDF ATA/ATP/ATU/ATV JMH/JMJ HSW HLL RBV/RBX	中国 China 中国 China 印度 India 日本 Japan 泰国 Thailand 韩国 Korea 乌兹别克斯坦 Uzbekistan
第三区 (南美洲)	布宜诺斯艾利斯 Buenos 里约热内卢 Rio De Janeiro 巴西利亚 Brasilia 圣地亚哥 Santiago 瓦尔帕莱索 Valparaiso	LRO/LRB PPO/PWZ PPN CCS CBV	阿根廷 Argentina 巴西 Brazil 巴西 Brazil 智利 Chile 智利 Chile
第四区 (北美洲)	艾斯魁蒙托 Esquimalt 哈利法克斯 Halifax 旧金山 S. Francisco 诺福克 Norfolk 波士顿 Boston 新奥尔良 New Orleans 科迪亚克 Kodiak	CKN CFH NMC NAM NMF NMG NOJ	加拿大 Canada 加拿大 Canada 美国 America 美国 America 美国 America 美国 America 美国 America
第五区 (太平洋地区)	勘培拉 Canberra 达尔文 Darwin 奥克兰 Auckland 珍珠港 Pearl Harbor 檀香山 Honolulu 关岛 Guam	AXM AXI ZKLF NPM KVM70 NPN	澳大利亚 Australia 澳大利亚 Australia 新西兰 New Zealand 美国 U. S. A 美国 U. S. A 美国 U. S. A
第六区 (欧洲)	索非亚 Sofia 罗马 Roma 奥芬巴赫 Offenbach 布拉克内尔 Bracknell 马德里 Madrid 罗塔 Rota 诺尔彻平 Norrkoping 安卡拉 Ankara 莫斯科 Moskva 摩尔曼斯克 Murmansk 奥斯陆 Oslo 巴黎 Paris 雅典 Athens	IZJ IMB-51 DCF GFE/GFA EBA AOK SMA YMA RBI/RND/RDD/ RAB RBW41 LMO FTE/FTI/FTM/FYA SVJ-4	保加利亚 Bulgaria 意大利 Italy 德国 Germany 英国 U. K. 西班牙 Spain 西班牙 Spain 瑞典 Swoden 土耳其 Turkey 俄罗斯 Russia 俄罗斯 Russia 挪威 Norway 法国 France 希腊 Greece

2)图题

各国发布的气象传真图都在醒目的位置注有图名标题(简称图题),使人看到图题即可知道图的类别、区域、图时(日、时、分)、广播台名称等。图题一般标在图的左上角或右下角。不同国家发布的气象传真图,其图题格式不完全相同。这里仅对航海常用的日本气象传真图的图题作必要的介绍,欧洲中期预报中心、美国等发布的气象传真图的图题内容不难理解,这里

不再赘述。

日本发布的气象传真图图题的基本格式如下：

TTAA(ii) CCC YYGGgg MM JJJJ … … …

TT——图的种类代号，用两个大写拉丁字母表示。表 9-2 列出了航海常用图类代号及其说明。

AA——地区代号，用两个大写拉丁字母表示。表 9-3 列出了部分图区代号及其说明。

表 9-2 航海常用图类代号及其说明

符号	说 明
A：Analysis	分析图
AS	地面分析 Surface analysis
AU	高空分析 Upper-air analysis
AW	海洋波浪分析 Sea wave analysis
F：Forecast	预报图
FB	重要天气预报 Significant weather prognosis
FE	中期预报 Extended forecast
FS	地面预报 Surface prognosis
FU	高空预报 Upper - air prognosis
FW	海洋波浪预报 Sea wave prognosis
W：Warning	警告图
WH	飓风警告 Hurricane warning
WT	热带气旋(台风)警告 Tropical cyclone(Typhoon) warning

表 9-3 部分图区代号及其说明

符号	说明	符号	说明
AS	亚洲 Asia	IO	印度洋 Indian Ocean
AU	澳大利亚 Australia	JP	日本 Japan
CI	中国 China	NT	北大西洋 North Atlantic
EU	欧洲 Europe	PA	太平洋 Pacific
FE	远东 Far East	PN	北太平洋 North Pacific
GM	关岛 Guam	XN	北半球 Northern Hemisphere
GA	阿拉斯加湾 Gulf of Alaska	XT	热带地区 Tropical belt

ii——区别两份以上相同资料的图的代号，用 1 ~ 3 个数字表示。

1 个数字用来区别不同的时间，例如 COPN 和 COPN1，前者表示 10 天平均洋面温度，后者表示月平均洋面温度。

2 个数字用来表示等压面高度(百帕的百位数和十位数)或预报时效，例如：

50 表示 500 hPa　02 表示 24 h

70 表示 700 hPa　04 表示 48 h

85 表示 850 hPa　07 表示 72 h

3 个数字表示等压面高度和预报时效，一般高度在前，时效在后，例如：

852 表示 850 hPa 24 h 预报　702 表示 700 hPa　24 h 预报

302 表示 300 hPa 24 h 预报　504 表示 500 hPa　48 h 预报

507 表示 500 hPa 72 h 预报　514 表示 500 hPa　144 h 预报

CCC——传真广播台的呼号或该台专用的缩写字母(见表 9-1)。

YYGGgg MM JJJJ——日、时、分、月、年的代号，Z 是世界时的代号，有时也用 GMT 表示。

………为其他说明。

图 9-1 为部分日本气象传真图的图题实例，其中：

图 9-1(a)表示日本东京传真广播台播发的 2003 年 12 月 5 日 00 时(世界时)亚洲地面分析图。

图 9-1(b)表示日本东京传真广播台播发的 2005 年 10 月 26 日 00 时到 27 日 00 时(世界时)的 24h 亚洲地面预报图。

图 9-1(c)表示日本东京传真广播台播发的 2000 年 9 月 10 日 00 时到 13 日 00 时(世界时)的 72h 亚洲台风预报图。

图 9-1(d)表示日本东京传真广播台播发的 2001 年 4 月 7 日 00 时(世界时)的北太平洋波浪分析图。

图 9-1(e)表示日本东京传真广播台播发的 2004 年 5 月 9 日 00 时到 10 日 00 时(世界时)的 24 h 北太平洋波浪预报图。

图 9-1(f)表示日本东京传真广播台播发的 2006 年 7 月 30 日 00 时(世界时)的 850 hPa 亚洲高空分析图。图中有等高线(单位：位势米)、等温线(单位：℃)、T－TD＜3℃的潮湿区(图中用符号“··”表示)。

ASAS　JMH
050000Z DEC. 2003
SURFACE ANALYSIS

(a)

FSAS　JMH
260000Z OTC. 2005
FCST FOR 270000Z
24HR SURFACE PROG

(b)

WTAS07　JMH
100000Z SEP. 2000
TYPHOON FORECAST

(c)

AWPN　JMH
070000UTC APR. 2001
WAVE ANALYSIS

(d)

FWPN　JMH
090000UTC MAY. 2004
FCST FOR 100000UTC
24HR WAVE FORECAST

(e)

AUAS85　JMH
300000Z JUL. 2006
HEIGHT(M). TEMP(℃).
WET AREA ..(T-TD<3℃)

(f)

图 9-1　图题实例

二、传真天气图实例

各国发布的传真天气图习用格式不尽相同，因篇幅限制，这里仅以传真资料种类齐全、预报质量相对较高的日本和美国的传真天气图为例来进行介绍。

1. 日本传真天气图

1）亚洲地面分析图（ASAS）

ASAS图是将亚洲的地面气象台（站）和作气象测报的船舶在定时气象观测时间（00Z,06Z,12Z,18Z）测得的天气实况记录用国际统一的填图符号填写在一张亚洲地图上，绘制出海平面等压线和锋线，以显示出高压、低压、槽、脊等海平面气压场形势和锋面活动及风、云、降水等天气活跃区域。

图9-2为日本JMH台播发的2005年9月25日12时（世界时）的亚洲地面分析图。图中不仅用各种符号、数字、文字说明表示气压系统的位置、强度、未来移动方向、移动速度、近中心最大风速等，还给出了单站的天气实况资料。

图9-2 亚洲地面分析图

单站天气实况资料的填图格式及符号说明如第二章所述。下面介绍地面分析图上的常用符号和英文缩写。

（1）天气系统和天气区

地面分析图上各天气系统和天气区的符号说明，见表9-4。

（2）警报

当海上已经出现或将要出现恶劣天气时，在相应的地理位置上注有醒目的警报符号。各警报符号的含义见表9-5。

表 9-4　天气系统和天气区符号的说明

符号	说　明
——	等压线，间隔为4 hPa(我国规定为2.5 hPa或5 hPa)，每隔4条等压线有一条加粗线，其规定数值为：960、980、1000、1020、1040等，其目的是为了看图时醒目。
– – –	必要时加绘的等压线
×	气压系统的中心位置
H	高气压
L	低气压
TD	热带低压，中心附近最大风速 < 34 kn
TS	热带风暴，中心附近最大风速 34 ~ 47 kn
STS	强热带风暴，中心附近最大风速 48 ~ 63 kn
T	台风，中心附近最大风速 ≥ 64 kn
⇒　15KT	高、低压中心移向移速，移速 10 kn 或以上标明节数(KT)
	地面冷锋
	地面暖锋
	地面准静止锋
	地面锢囚锋
	热带气旋或强低压未来 24 h 可能的移向和到达的地方，虚线圆表示热带气旋或强低压中心预报位置的平均误差圆，即热带气旋中心或强低压预报位置在虚线圆内的准确率达 ≥ 70%。
	天气区，成片出现的雾、大风区等用线条圈起来。如大风警报区用锯齿形曲线包围；浓雾警报区用波形的曲线包围。

表 9-5　警报符号的说明

符号	英文	说明
[W]	Warning	一般警报，风力 ≤ 7 级
[GW]	Gale Warning	强风警报，风力 8 ~ 9 级
[SW]	Storm Warning	暴风警报，风力 10 ~ 11 级
[TW]	Typhoon Warning	台风警报，风力 ≥ 12 级
[WH]	Hurricane Warning	飓风警报，风力 ≥ 12 级
FOG[W]	Fog Warning	浓雾警报，能见度 < 0.5 n mile
[WO]	Other Warning	其他警报

(3)天气系统移动情况的说明

在气压系统中心旁边常用英文说明其移动情况。这些英文说明的含义见表9-6。

表 9-6　气压系统移动的说明

缩写	英文	说明
…KT	KNOTS	节，移速≥10 kn 标明节数
STA，STNR	STATIONARY	停止不动或移向不定，移速≤5 kn
SLY，SLW	SLOWLY	移动缓慢，移速≤5 kn
UNK	UNKNOWN	移向，移速不确定或情况不明
ALMOST STNR，QSTNR	ALMOST STATIONARY，QUASI-STATIONARY	准静止的

(4)天气系统的英文注解

在地面分析图上，常在图的空白部分列有一段或几段英文，对热带气旋或发展中的低压系统进行注解，其中使用了许多缩略语和习用简化形式。内容依次有：①热带气旋强度等级代号、日本编号、英文命名及关岛台风警报中心编号；②中心气压；③中心位置及定位精度；④中心移向、移速；⑤近中心最大平均风速；⑥暴风（≥50 kn）和强风（≥30 kn）的海域范围。例如，图 9-2 右下部的一段英文注解的大意是：2005 年第 17 号台风，英文名 SAOLA，关岛联合台风警报中心编号（即国际编号）为 0517。中心气压 965 hPa，中心位置在 35.7°N，144.7°E，定位精确。目前，台风正向东北方向移动，移速 20 kn。近中心最大平均风速 70 kn。距中心 60 n mile 的范围内，风速达 50 kn 以上。距中心 220 n mile 的范围内，风速超过 30 kn。

使得注意的是，英文注解中的热带气旋的定位精度都有明确的等级范围。PSN GOOD 表示飞机定位，误差小于 20 n mile；PSN FAIR 表示卫星定位，误差为 20～40 n mile；PSN POOR 表示外推定位，误差大于 40 n mile。显然，若船舶距台风中心很近时，为避台而考虑台风中心的定位精度，是具有重要意义的。

(5)台风和强低压中心的移动路径预报表示法

日本气象厅自 1982 年 6 月起实施台风、强热带风暴和强低压（最大风速≥48 kn）中心移动路径的"点和圆"预报表示法。如图 9-2 中的"×"点分别表示 T0517（SAOLA）和 T0518（DAWAY）的现时位置。虚线圆为预报误差圆，表示系统中心移动路径预报可能出现的平均技术误差。在 ASAS 图中 24 h 预报的中心位置进入虚线圆的概率（入圆率）为≥70%。当中心位置的预报把握不大时，就只标出预报误差圆而不标出"×"点。有时，系统中心的移速十分缓慢，预报误差圆就会出现相互交叠的现象。为了图面清晰就可能将 12 h 的预报误差圆省掉。

2)亚洲地面预报图（FSAS）

FSAS 图是依据 00Z 和 12Z 的全球定时气象观测数据，使用数值预报的细网格模式，运用电子计算机绘制出 1 000 hPa 等压面未来 24、48、72、96、120 h 的客观形势预报图，然后由预报员结合其他各种资料进行综合分析判断，再分别绘制而成的亚洲 24、48、72、96、120 h 的海平面气压形势、地面锋线及降水量预报图。因此，FSAS 图是利用客观的数值预报结果和预报员的主观分析相结合的最终预报结论。

图 9-3 是日本东京气象传真广播台播发的 2006 年 2 月 23 日 12 时至 24 日 12 时（世界时）的亚洲 24 h 地面预报图。图中绘出了天气系统的分布情况，包括气压系统的类别、中心位置、强度，还包括锋的类别、位置，并用不同的符号示意浓雾区域、海冰区域及正在结冰区域。如有

热带气旋发生，则还给出热带气旋编号、名称、中心气压和近中心最大风速等。各符号的含义同地面分析图。

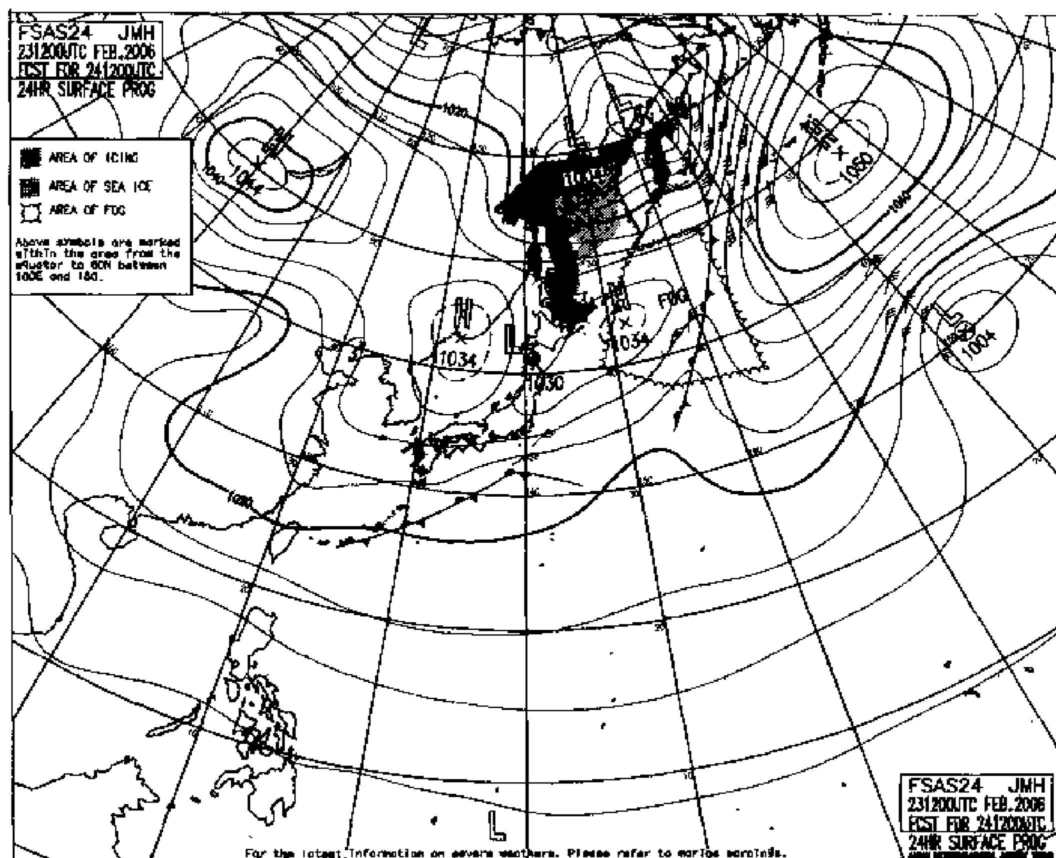


图 9-3 亚洲地面预报图

除 FSAS02 外，日本 JMH 台还发布 FSAS04、FSAS07、FSAS09、FSAS12 图，其内容基本上与 FSAS02 相同，只是多了降水量预报。等降水量线以虚线表示，极大值中心以“+”表示，并标有最大降水量值。

3）热带气旋警报图（WTAS）

图 9-4 是日本 JMH 台播发的 2006 年 7 月 24 日 00 时至 27 日 00 时（世界时）的亚洲 72 h 台风警报图。WTAS 图中的“×”点和虚线圆为 STS 或 T 的“点和圆”预报表示法，其含义与 ASAS 图中的相同。图 9-4 中的“×”点为现时（即预报起始时刻，24 日 00 时）台风中心位置。图 9-4 中的实线圆为现时海面风速≥50 KT（风力≥10 级）的范围（称现时暴风圆）和预报的未来 24、48、72 h 海面风速≥50 KT 的范围（称预报暴风圆）。虚线圆为预报误差圆，入圆率为≥70%。对图中的热带气旋还标英文简语说明，其内容基本上与 ASAS 图中相同。但因在图中已绘出暴风圆，故在英文简语说明中，有关风速≥50 KT 的范围这部分内容省略掉。

4）亚洲高空分析图（AUAS）

高空分析图的种类很多，有高空高度/温度分析图，高空高度/涡度分析图，不同层次的高空温度、垂直运动、流线分析图等。

AUAS 图是将亚洲地区高空探测站在高空定时气象观测时间（00Z，12Z）测得的无线电探空记录，分别填写在规定的等压面图上，然后绘制等位势高度线（等高线）、等温线等而制成。从等高线的分布可以显示出高压、低压和槽、脊的位置和强度，等高线密集带表示有强风区存

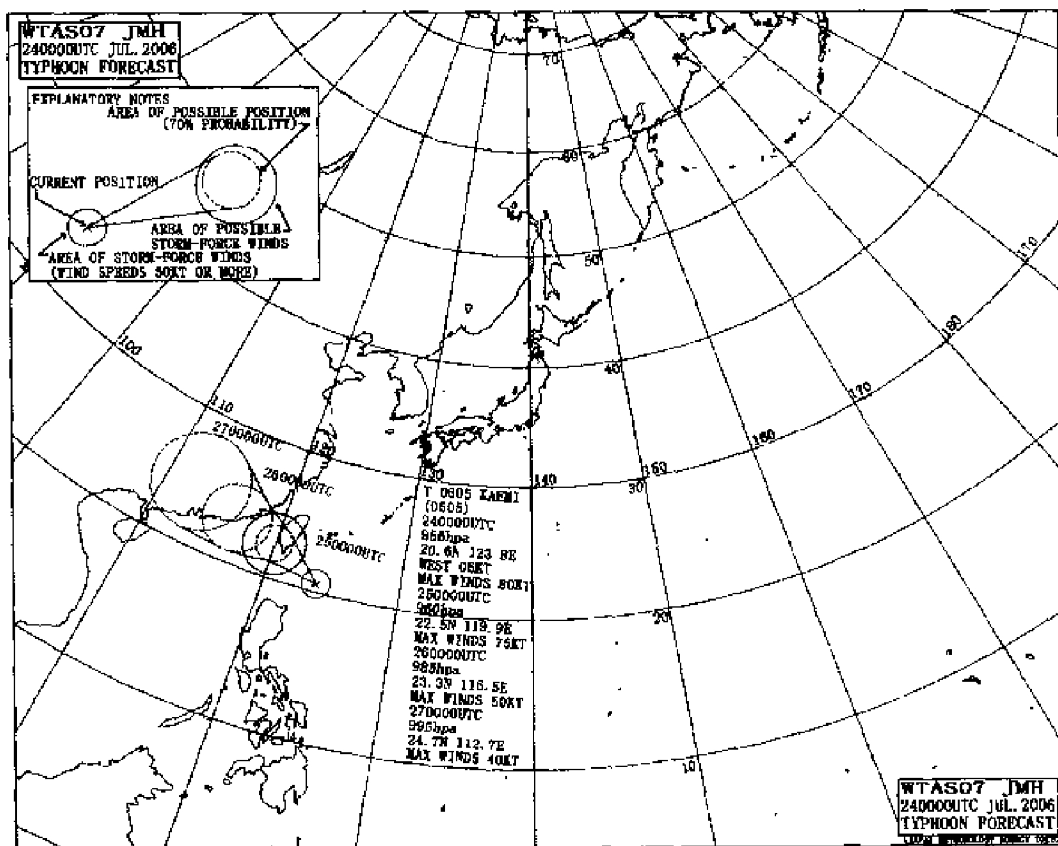


图 9-4　亚洲热带气旋警报图

在;从等温线的分布,可以看出冷暖空气的活动区域及锋区所在;从高度场和温度场的相互配置则可看出高压、低压、槽、脊的温压场结构。

通过比较现时和前几次的 AUAS 图,并结合其他有关天气图的综合分析,即可了解大范围天气形势的演变,从而推断出天气系统的发生、发展和移动趋势。因此,AUAS 图也是制作天气预报的主要工具之一。

图 9-5 是日本东京气象传真广播台播发的 1998 年 5 月 28 日 00 时(世界时)的亚洲 850 hPa等压面分析图。

现将图的分析内容、符号及有关分析规定简述如下:

(1)单站实况资料

一些测站填有高空实测记录(风向、风速、气温和温度露点差),填图格式和各符号的含义如第二章所述。

(2)分析内容

在图题的下半部标出了该图的分析内容。如:HEIGHT(M)表示图中分析等高线(单位:位势米);TEMP(℃)表示图中分析等温线(单位:摄氏度),TEMP 是 temperature 的缩写;WET AREA::(T－TD≤3℃)表示图中分析气温与露点之差小于 3℃的潮湿区。

(3)各分析项目的技术规定

①等高线用实线绘制,每隔 60 位势米分析一条,凡数值能被 300 整除的等高线用粗实线绘制,其余等高线均用细实线绘制。等高线间隔一条标注数值。高、低压中心分别标注 H 和 L。

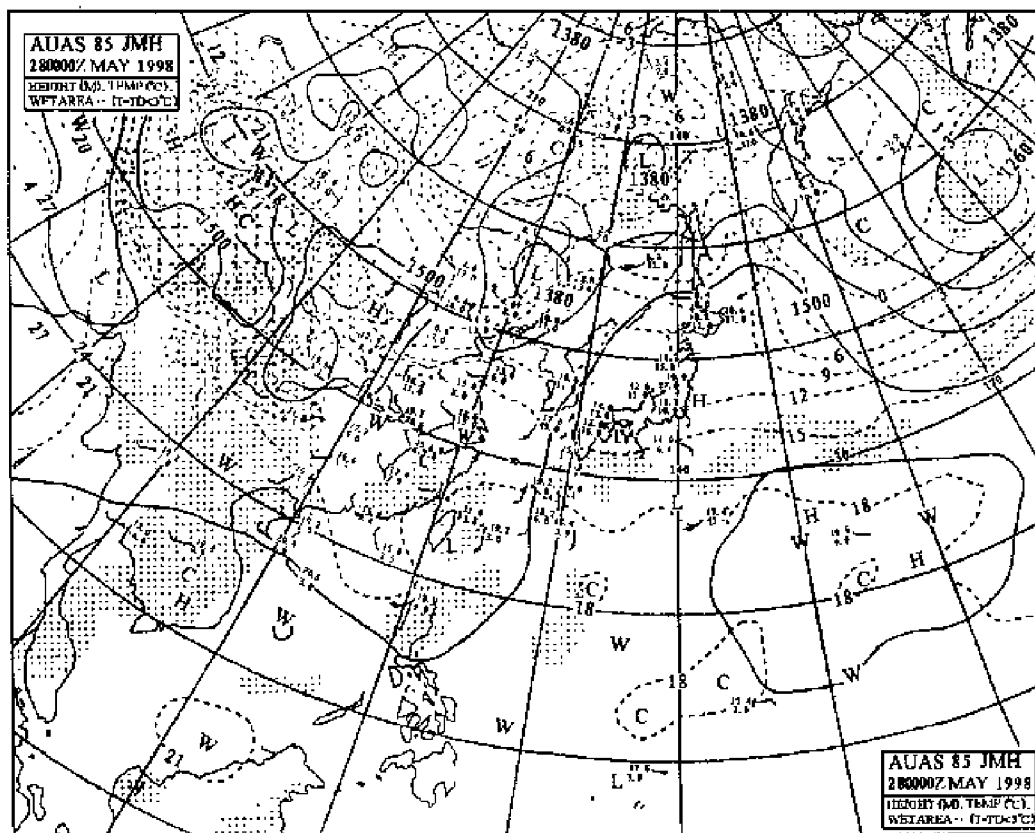


图 9-5 亚洲 850 hPa 等压面形势分析图

②等温线以虚线绘制，每隔 3℃分析一条等温线，每条等温线均标注数值。冷、暖中心分别标注 C 和 W。有的高空图上还分析槽线、脊线、切变线。槽线一般用粗实线表示，脊线用锯齿形线或中空双线表示，切变线一般用点画线表示。

③在 AUAS85 和 AUAS70 图中，用方形斑点组成的区域来表示 T－TD≤3℃的潮湿区。AUAS85 图中的潮湿区可视为低云区，AUAS70 图中的潮湿区可视为中云区，而 AUAS85 与 AUAS70 图中潮湿区相重叠的区域，则可视为降水云层区。

④高原地形区

图中虚线方格组成的区域为平均海拔高度≥4 000 m 的高原区，如青藏高原、帕米尔高原；虚线直行线组成的区域为平均海拔高度≥2 000 m 的高原区，如蒙古高原、云贵高原等。

5）亚洲高空预报图

高空预报图一般都将多项内容叠加在一张图上发送的。这样既可提高效率，使在有限时间内发送更多的资料，又使预报员使用起来更方便。图 9-6 为亚洲 500 hPa 高度和涡度 48 h 预报图，该图把 500 hPa 的高度场和涡度场联系在一起了，从而不但可以看到预报的高度场和涡度场情况；还可以根据它们的配置来判断未来的涡度平流情况，无疑对预报地面系统及判断垂直运动的演变都是大有帮助的。由于各高空预报图的等压面层次和预报时效不同，使用时需要根据图题认真加以识别。

2. 美国传真天气图

为了保障海上人命和财产安全，美国的国家天气业务中心（NWS，National Weather Service）通过高频传真广播向航行在北太平洋和北大西洋的船舶发布气象传真图。其提供的

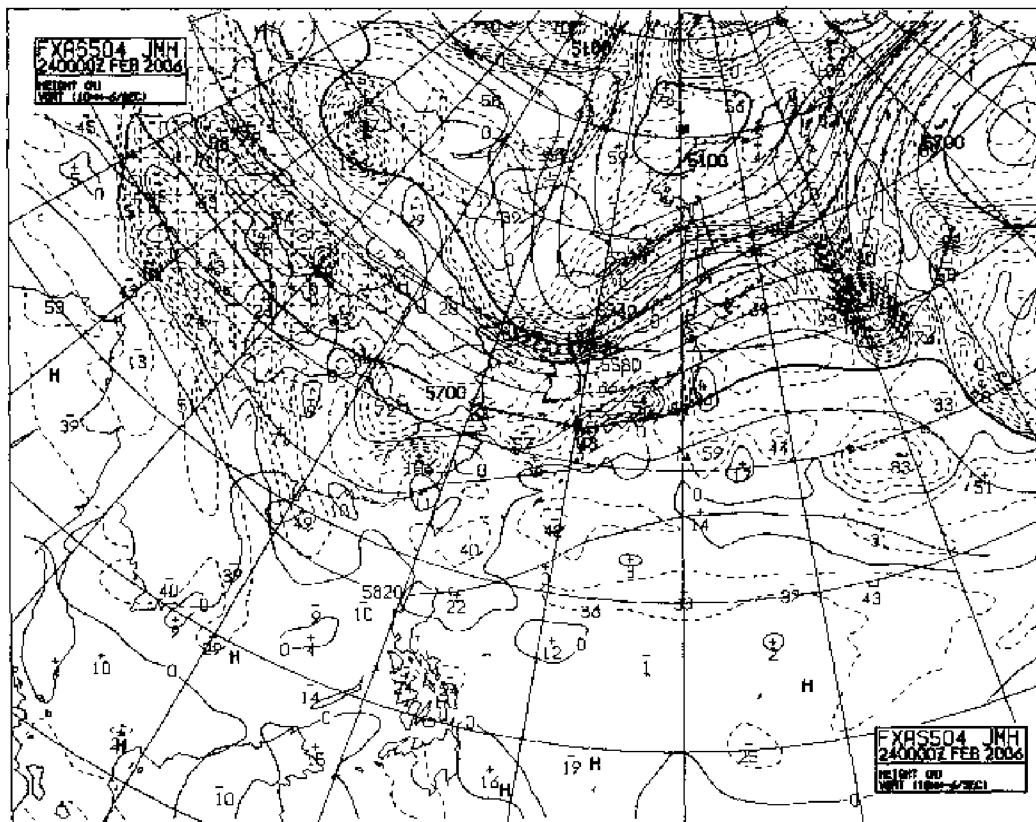


图 9-6　亚洲 500 hPa 高度和涡度 48 h 预报图

产品主要包括:地面天气图、高空天气图和海况图。另外还提供表层海温图、气象卫星云图等辅助图。这些图基本上满足了从事远洋航行的船舶对各种气象信息的需要。下面对美国传真天气图的习用格式加以说明。

1)地面分析图

地面分析图一天4个时次(00Z、06Z、12Z和18Z)。不管是太平洋还是大西洋地区,地面分析图都分东西两个部分提供,以方便船舶选择接收。图9-7、图9-8分别是2005年10月5日18时(世界时)北大西洋地区东、西两个部分的地面分析图。图中用不同的符号、数字、英文注释显示气压系统的位置、强度、移动情况及重要天气区等,还给出了船舶测站的实测气象资料,包括风向、风速和现在天气现象等。

(1)天气系统符号的说明

图9-7、图9-8中,黑实线表示等压线,每隔一条等压线标注等压线数值,等压线数值用2个数字标注(如16,表示1 016 hPa,92表示992 hPa),相邻两条等压线之间的间隔为4 hPa。"H"和"L"分别表示高压和低压,"×"表示高、低压中心所在位置。黑的箭矢表示气压系统未来移动的方向;箭矢末端的"×"和"⊗"分别表示低压和高压未来24 h到达的位置;"×"和"⊗"旁边带下划线的2位数字表示气压系统未来24 h的强度(如1 050 hPa的高压写作50,960 hPa的低压写作60)。

当地面低压在未来24小时内气压下降24 hPa及其以上时,则在其附近标注"RPDLY INTSFY"(Rapidly Intensify,迅速加强)。

当预计在未来一定时间里有新的气压系统即将形成时,则在气压系统中心的预报位置上标注"NEW"。例如,在地面分析图上,24 h内有新低压出现时,则在其24 h的预报位置上标

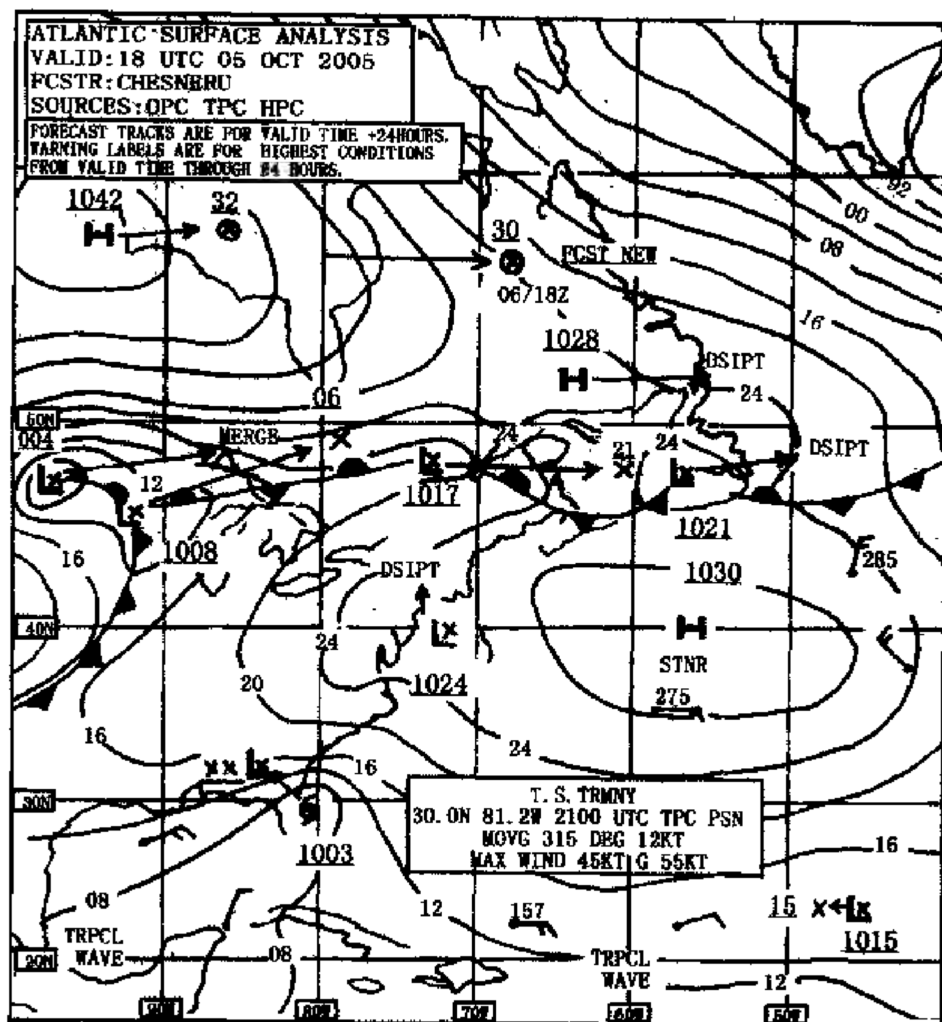


图 9-7　北大西洋西部地面分析图

上“×”,其后写上“NEW”和这个低压预计出现的日期和时间。

(2)英文缩略语的说明

地面图上有许多英文缩略语,其含义见表 9-7。

表 9-7　地西图上缩略语的含义

缩略语	英文	说明
DSIPT	DISSIPATE	消失、消散
STNRY	STATIONARY	稳定的、静止的
WKNG	WEAKENING	正在减弱
RPDLY	RAPIDLY	快速地
FRMG	FORMING	正在形成
MOVG	MOVING	正在移动
INLD	INLAND	内陆
DVLPG	DEVELOPING	正在发展
COMB	COMBINED	合并的
DCRS	DECREASE	减少
INCRS	INCREASE	增加
INSTFY	INTENSIFY	增强
Q-STNRY	QUASI-STATIONARY	准静止的

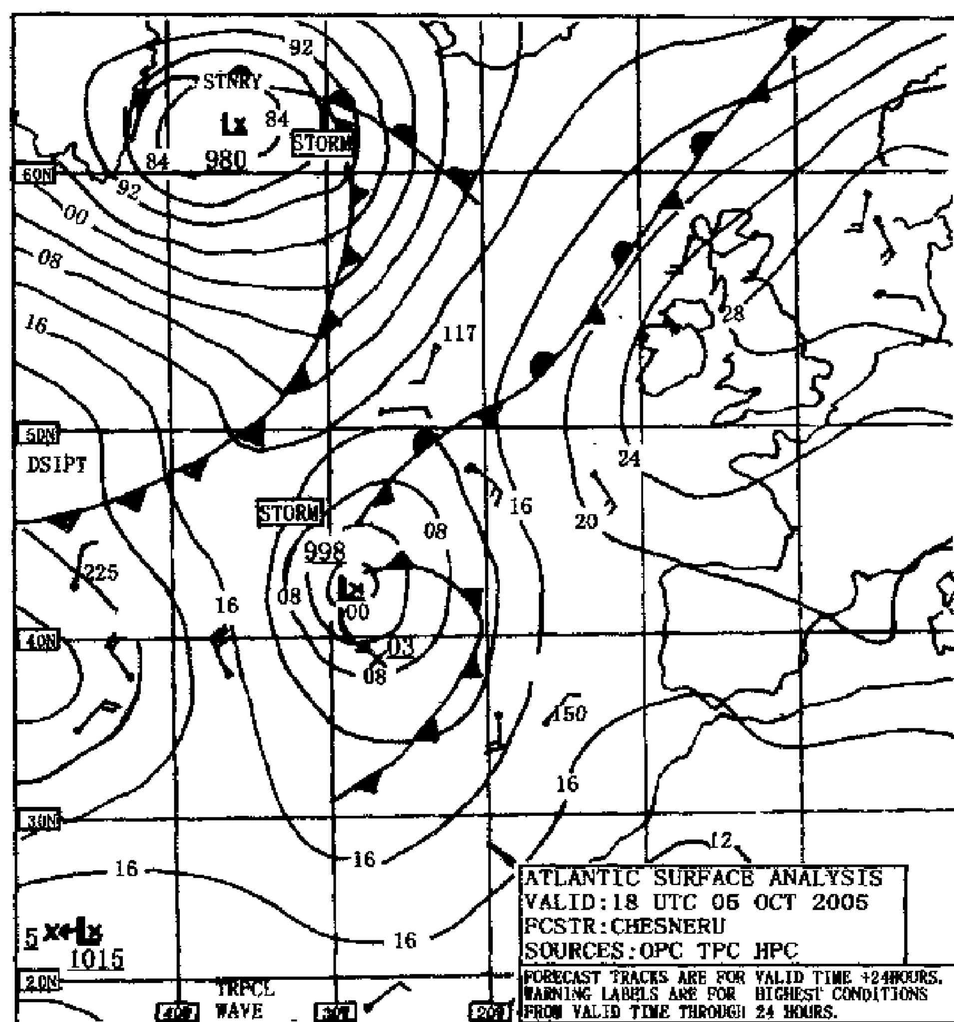


图9-8　北大西洋东部地面分析面

(3)警报符号的说明

当海上出现8～9级大风时,则在相应的位置标上"GALE"(大风);当海上出现≥10级的大风时,则在相应的位置标上"STORM"(暴风);当海上在未来24 h内将要出现8～9级大风时,则在相应的位置标上"DVLPG GALE"(发展中的大风);当海上在未来24 h内将要出现≥10级的大风时,则在相应的位置标上"DVLPG STORM"(发展中的暴风)。这些英文注释均置于方框之中,以示醒目。

(4)热带气旋符号的说明

在地面天气图上,不同强度等级的热带气旋,其表示符号不同,如图9-9所示。值得注意的是,确定热带气旋的中心气压是较为困难的,当热带气旋中心气压未确定时,则其当前的中心气压值用"XXX"表示,预报的中心气压值用"XX"表示。如图9-7中有一个中心气压为1003 hPa的热带风暴(符号" "所示),24 h后将移至"Lx"所在位置,即转变为热带低压,"Lx"左侧标注"XX",说明24小时后该热带低压的中心气压不确定。

(5)热带气旋注释的说明

当有热带气旋发生时,除在地面天气图上标出其中心位置和强度外,还提供对该热带气旋

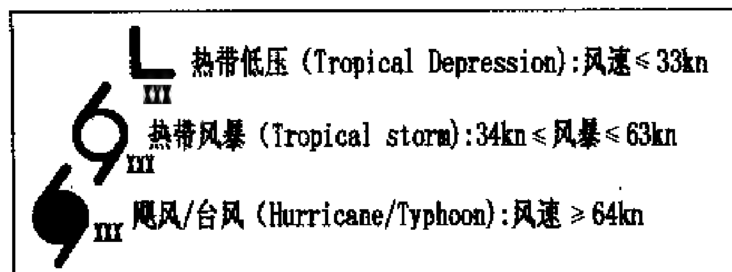


图 9-9 地面图上不同等级热带气旋的表示符号

的有关说明，其格式如下：

TYPHOON OR HURRICANE OR TROPICAL STORM“name”(台风、飓风或热带风暴“名字”)

LATITUDE(纬度)______LONGITUDE(经度)______

MAX WINDS(近中心最大风速)______KT(节) G(GUST)(阵风)______KT(节)

MOV DIR(移动方向)______DEGREES(度) AT ______KT(节)

如图 9-7 中，中心气压为 1 003 hPa 的热带气旋旁边一段英文注释的含义为：热带风暴，英文名字“TRMNY”，21 时 00 分(世界时)位于 30.0°N，81.2°W(位置由热带预报中心提供)，向 315°方向移动，移速 12 kn，近中心最大风速 45 kn，阵风 55 kn。

2）地面预报图

美国目前向海上船舶提供 48 h 和 96 h 两种地面预报图。48 h 地面预报图一天两次(00Z，12Z)，96 h 地面预报图一天一次(00Z)。图 9-10 为 2006 年 4 月 2 日 00 时(世界时)至 4 月 4 日00 时(世界时)的 48 h 地面预报图。地面预报图上气压系统符号的说明与地面分析图类似，需要补充说明的是：

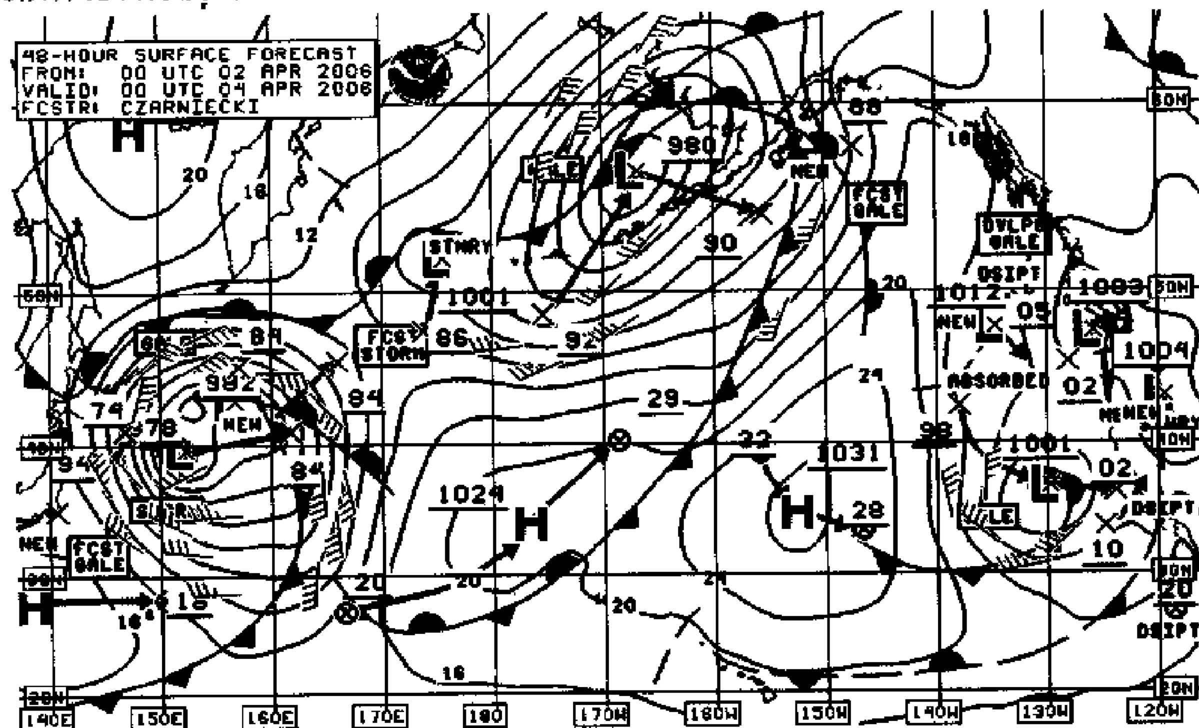


图 9-10 北太平洋 48 h 地面预报图

(1)在地面预报图上同时提供预报有效时间前后各24 h天气系统的位置和强度。如48 h地面预报图上同时提供天气系统在起始预报时刻之后24 h和72 h的位置与强度，96 h地面预报图上同时提供天气系统在起始预报时刻之后72 h和120 h的位置与强度。在图9-10中，1 024 hPa的高压"H"前后两个"⊗"分别表示2006年4月3日00时(世界时)和2006年4月5日00时(世界时)高压中心位置，与此两时刻对应的高压强度分别为1 020 hPa（图中以"20"表示）和1 029 hPa(图中以"29"表示)。

(2)图中标有"GALE"和"STORM"的地方，分别表示该区域预报有效时间内有8～9级和≥10级的大风；标有"DVLPG GALE"和"DVLPG STORM"的地方，分别表示该区域预报有效时间之后24 h内预计有8～9级和≥10级的大风。如在48 h预报图上，标有"GALE"和"STORM"的地方表示该区域未来48 h有8～9级和≥10级的大风；标有"DVLPG GALE"和"DVLPG STORM"的地方，表示该区域未来72 h预计有8～9级和≥10级的大风。

(3)图中用羽矢标出风速≥33 kn(8级)的区域。

3)热带气旋警报图

图9-11为2005年9月15日15时(世界时)东北太平洋热带气旋警报图。图中有两个热带气旋，英文名分别为"KENNETH"和"JOVA"，均已达到飓风强度。图中还给出了热带气旋过去每隔3 h的位置与强度(符号表示)。图中的阴影区域为船舶不宜进入的危险区域。

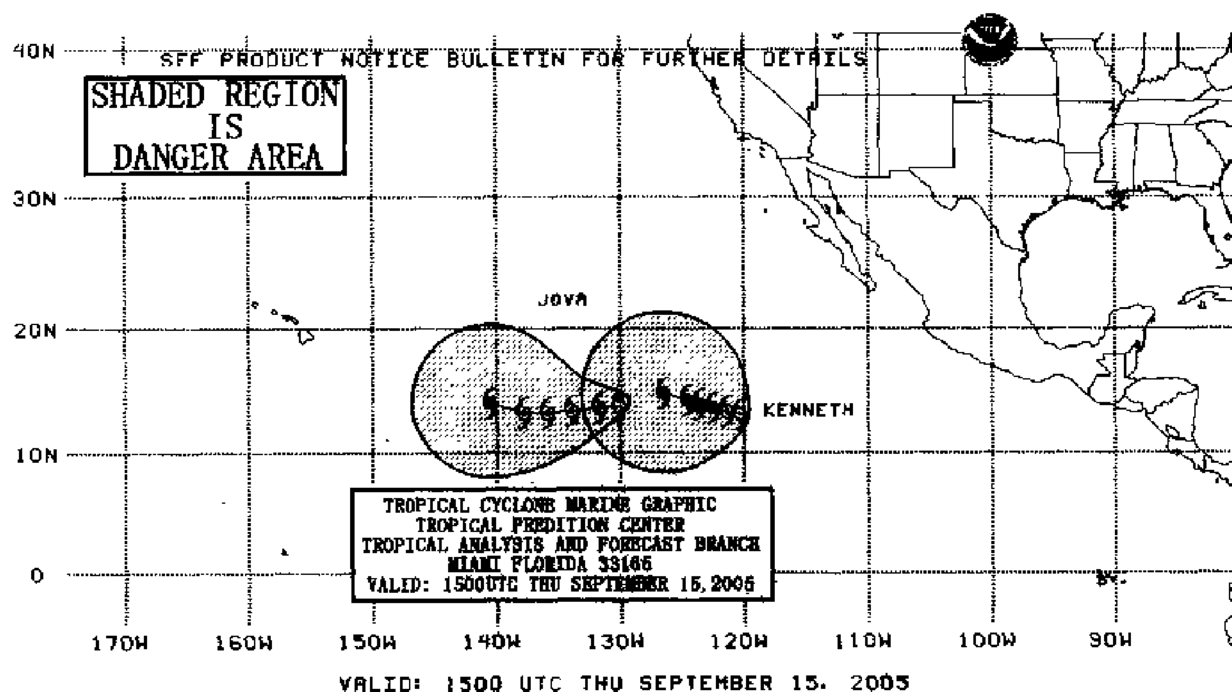


图9-11　东北太平洋热带气旋警报图

4)500 hPa高空天气图

500 hPa高空天气图包括500 hPa分析图(500 hPa analysis)，24 h、36 h、48 h、96 h的500 hPa预报图(500 hPa forecast)。图9-12为2006年4月2日00时(世界时)500 hPa分析图，500 hPa预报图的形式与分析图完全相同，这里不一一列出。

500 hPa高空天气图描绘了500 hPa高度上等高线分布情况，相邻等高线间隔为60位势米。图中风速≥30 kn(7级)的区域用羽矢标注出来。图中的间断线表示槽线。这些短波槽

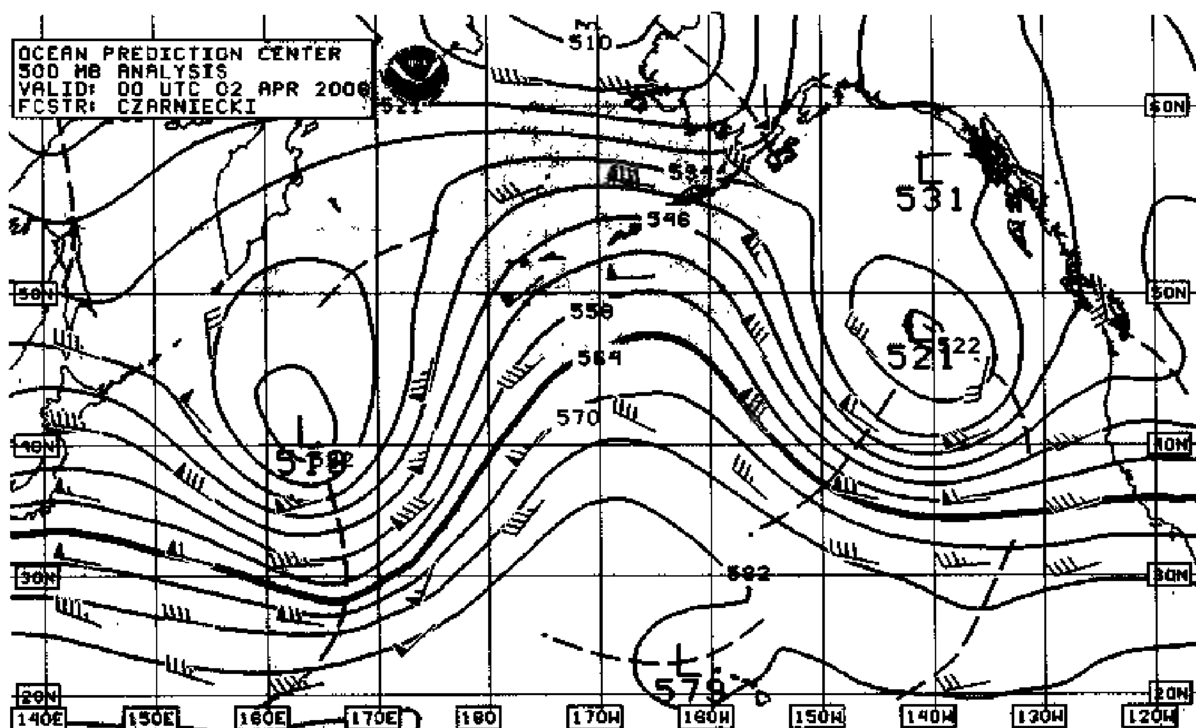


图 9-12 北太平洋 500 hPa 分析图

可以帮助船员来寻找地面低压系统或正在发展中的低压，地面低压一般位于短波槽的前方。500 hPa 图上的风速可以用来近似估算地面温带气旋中的风速大小（温带气旋中的风速为 500 hPa 图上风速的 1/3～1/2），特别是地面气旋西南象限冷区中的风速（这一部位的风速为 500 hPa 图上风速的 1/2）。图中 5640 位势米这根加粗等高线可近似看作大风区的南界。在冬季，此线以北，风力≥7 级；在夏季，此线以北，风力≥6 级。

三、传真卫星云图

近几十年来，随着卫星、遥感等高科技的迅速发展，又开辟了用气象卫星从宇宙观测大气的新途径。现在，一些难以进行观测的地区，如广阔的海洋、荒无人烟的沙漠等都能实现观测了。气象卫星向地面发回的大量图片和数据为天气预报特别是资料匮乏的海上天气分析和预报提供了十分宝贵的资料。正确识读这些图片资料，对船舶安全航行意义重大。

1. 全球气象卫星观测系统

从 1960 年 4 月 1 日美国成功发射第一颗泰罗斯（Tiros）—1 号试验卫星以来，世界各国发射的气象卫星已有一百多颗。除美国外，俄、法、日、印、欧洲空间组织及我国都先后发射了气象卫星。气象卫星有绕地球两极运转的极轨卫星和与地球同步运转的静止卫星两种。世界气象组织将这两种卫星有机地组合，建立了全球气象卫星观测体系（如图 9-13 所示）。它由 5 颗静止卫星和 2～3 颗极轨卫星组成。5 颗静止卫星分别位于经度 0°，76°E，140°E，135°W 和 75°W 的赤道上空，离地面约有 35 800 km。每颗卫星能对同一地区进行连续观测，目前每隔 30 min 就可完成一次观测。5 颗静止卫星的观测可覆盖到南北纬 60°以内的地区。极地地区的观测由离地面 800～1 500 km 的极轨卫星来完成。以上两种卫星组合起来，使观测范围覆盖了全球。从 1988 年至今，中国自行研制并成功发射了极轨和静止两个轨道的气象卫星共 8 颗，包括 1988 年和 1990 年发射的“风云一号”A、B 两颗试验极轨气象卫星，1999 年和 2002 年发射的“风云一号”C、D 两颗极轨业务气象卫星，1997 年、2000 年、2005 年和 2006 年底先后

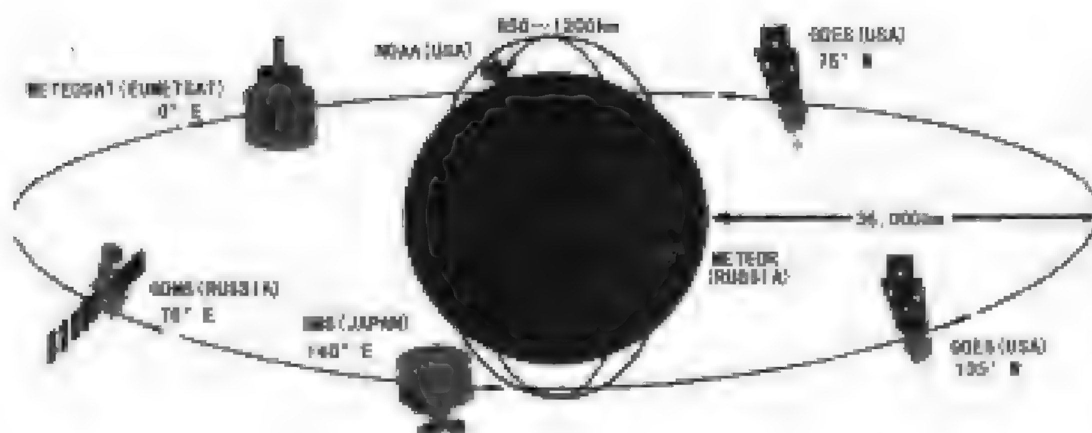


图 9-13　全球气象卫星观测系统

发射的"风云二号"A、B、C、D 四颗静止气象卫星。其中，"风云一号 C"和"风云二号 C"星发射成功后，标志着中国已建立起极轨和静止业务系列气象卫星。作为中国首颗业务型静止轨道气象卫星，"风云二号 C"星的发射成功引起国际社会广泛关注。目前，该星已被世界气象组织纳入全球业务应用气象卫星序列中，在其观测覆盖范围内的世界各国都可直接接收使用其观测数据。2006 年 12 月 8 日"风云二号 D"星的发射成功，使静止卫星"双星"观测成了现实，从而确保了静止卫星观测业务的连续稳定运行。

2. 卫星云图的识别

卫星云图有两种，一种是可见光云图(Visible Satellite Image，VS)；另一种是红外云图(Infrared Satellite Image，IR)。图 9-14 和图 9-15 分别为地球同步卫星(G. M. S)2006 年 4 月 3 日00 时(世界时)发回的上述两种图片。



图 9-14　可见光云图

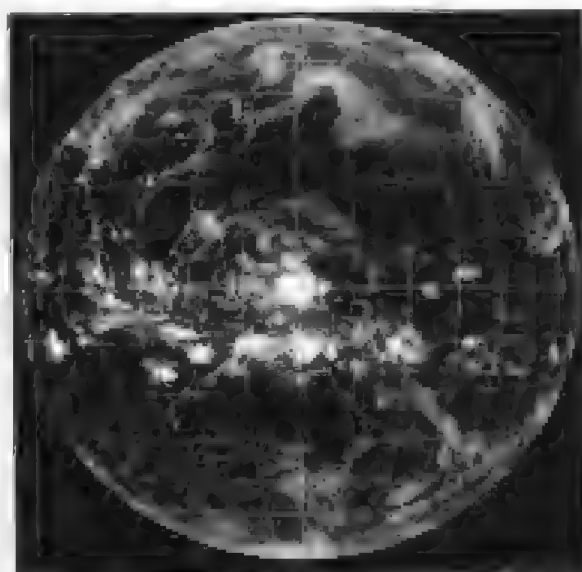


图 9-15　红外云图

1)可见光云图

在可见光波段，卫星的观测仪器感应地面或云面对太阳光的反射差异，这种差异在图片上表现为黑白差异。黑白差异(或称亮度)表示地面或云面的反照率大小，白色表示反照率大，黑色表示反照率小。一般云层越厚，其亮度越大。如果太阳照明条件一样，对于同样厚度的

云，水滴云比冰晶云亮。按照云面和地面反照率的大小，亮度可分为六个层次(见表9-8)。根据此表可大致分辨云的类别。

表9-8 不同亮度层次所对应的云和地表特征

亮度	云和地表特征
黑	海洋、湖泊、大的河流、大面积森林覆盖区的地面
深灰	牧场、草地、耕地
灰	陆地上的晴天积云、沙漠、陆上单独出现的卷云
灰白	陆地上薄的中高云、中等厚度的云(中云、层积云、层云和雾、积云)
白	积雪、冰冻的海洋、湖泊和河流
浓白	积雨云、厚的卷层云，其下有中低云和降水

2)红外云图

在红外波段，卫星上的红外感应器测量来自云顶、陆地表面和水面所发射的红外辐射总量，这个总量反映出被测物体表面的冷热情况，并用图像表示出来。在红外云图上，云层顶部、陆地表面和水面表现为不同的色调。最黑的地区代表最暖的表面，最白的地区代表最冷的表面。因此，红外云图实际上是一张地表面和云系的温度分布图。根据云图上色调的差异可以判定云顶的高低。色调白，表示温度低，云顶高度高；色调黑，表示温度高，云顶高度低。比较这两种云图可以看到，有许多云和地面的特征是相似的，而有一些却差异很大，这是因为可见光云图的色调亮度取决于物体对太阳光的反照率的大小，红外云图的色调取决于物体表面温度的高低。

3. 卫星云图上云的识别

拿到一张卫星云图时，通常要识别不同种类的云，是高云还是中云？是积状云还是层状云？然后根据云的大范围分布，识别云系对应的天气系统，根据云系特点估计天气系统发展阶段，进而预报其未来的演变。

在卫星云图上识别云，一般是根据云的六个基本特征，即结构形式、范围大小、边界形状、色调、暗影和纹理来判识。

结构形式是指图像上不同明暗程度物象点的分布式样。在卫星云图上云系的分布形式有带状、涡旋状、细胞状和波状等。例如：冬季洋面上的积状云系呈细胞状；台风、气旋云系具有涡旋结构；锋面、急流、切变线、赤道辐合带则表现为云带；山脉背风坡云系呈波状。

范围大小是指卫星云图上云的分布范围。云的种类不同，其表现的范围大小也不一样。例如与锋面、气旋相连的高层云、高积云和卷云，分布范围很广，可达几千公里，而与中小尺度天气相连的积云、浓积云和积雨云的范围很小。

边界形状是指卫星云图上云系的边界呈现形式。云的边界形状有直线形的、圆形的、扇形的，有呈气旋性弯曲的，有呈反气旋式弯曲的等。如冷锋云系的前部边界不明显，后部表现为一条线；洋面上的细胞状积云呈多角形；急流云系为一条细云带，云带中有一条条锯齿状的横向小云线；层云和雾的边界清楚，等等。

色调也称亮度或灰度，它指的是卫星云图上物象的明暗程度。在各类云中，积雨云最亮，卷层云次之，层积云为白色，陆上晴天积云为灰白色。

暗影是指在一定太阳高度角之下，高的目标物在低的目标物上的投影，所以暗影都出现在

目标物的背光一侧。在可见光云图上，暗影可以出现在云区里面或云区边界上，表现为一些细的暗线和斑点。中云、高云和发展很高的积云和层积云有暗影；冰面上空的云有暗影；高空急流云带的边界也可出现暗影。

纹理是用来表示云顶表面光滑程度的一个判据。如果云顶高度和厚度相差很小，则云的纹理很光滑；如果云顶高度不一，云面多起伏，则云的纹理表现为皱纹和斑点。一般雾和层状云表面光滑均匀，高积云和层积云有皱纹和斑点，卷云有纤维状纹理。

4. 卫星云图上一些重要天气系统的识别

1）热带气旋

在卫星云图上，热带气旋表现为白色的涡旋状云系（如图 6-10 所示）。中心的黑色圆形区域为台风眼区；围绕眼区分布的白亮的环形区域为台风的密蔽云区；在密蔽云区的外面有一些完整的云带，其螺旋形状很明显，它们称为台风的螺旋云带。

热带气旋的发展阶段不同，其在卫星云图上的云系分布特征也不相同。一般来说，随着热带气旋发展阶段的向后推移，眼区越来越明显，密蔽云区颜色越白越亮，范围越来越大，螺旋云带越来越完整，整个云系的分布越来越对称。因此，可以根据云系的结构，确定热带气旋的中心位置，判断热带气旋的发展阶段和强度，定出热带气旋的最大风速等。另外，利用卫星云图还可以预报热带气旋的路径。

2）冷锋

在卫星云图上，冷锋的云系表现为与涡旋云系相连接的长数千公里，宽几百公里的一条连续的白色云带（如图 9-16 所示）。离涡旋中心越近，云带越宽，离涡旋中心越远，云带越窄。地面锋线一般位于云带内。如果云带内层状云占优势，冷锋往往定在接近云区的前边界处；如果积状云占优势，则定在云区的后边界处。

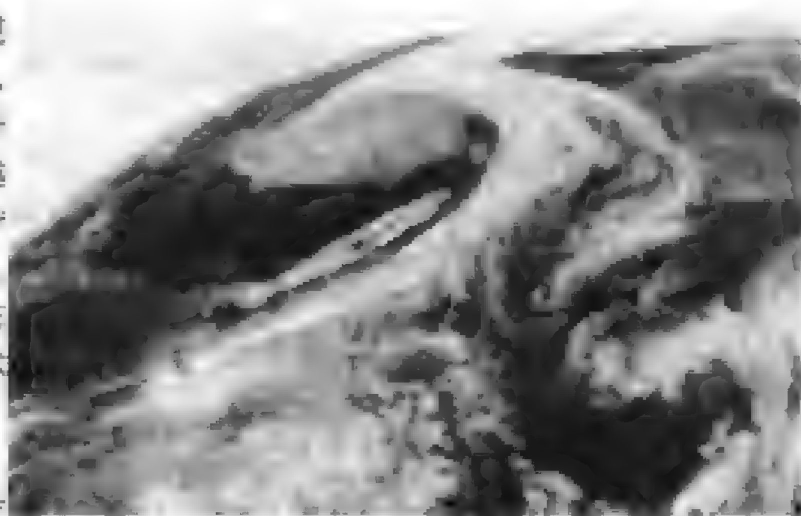


图 9-16　冷锋云系

3）暖锋

卫星云图上识别暖锋比识别冷锋困难，因为暖锋云系不太清楚，且云型多种多样。活跃暖锋通常表现为长几百公里，宽 300 ~ 500 km 的短而宽的云区，呈反气旋性弯曲并向冷空气一侧突起。地面暖锋的位置定在云区向北突起部分的下方，并与云区中纹线近于平行。

4）锢囚锋

锢囚锋云系表现为一条宽约 300 km 的较白亮的螺旋云带，其中心与气旋环流中心重合。它的后边界一般整齐光滑，并伴有舌状冷空气无云或少云区，云带的后边界参差不齐。

5）静止锋

静止锋云系在卫星云图上表现为一条没有气旋性或反气旋性弯曲的宽云带。它的边界不规则，云区内云的分布不均匀，有时有开裂区；有时云带很宽广，云区中云量稠密，有的还会有气旋波发展。冬季的静止锋云系以层状云为主；夏季静止锋云系内多对流性积状云。

6)副热带高压

在副热带高压中心，盛行下沉气流，一般为风轻云淡的好天气。因此，在卫星云图上，副高表现为一大片黑色或浅黑色区域，而其南北两侧白色较多（云系较多）。黑色区域的边界线大致与500 hPa图上588位势米等高线一致。若黑色区域的颜色变浅，范围缩小，则表示副高减弱。

第二节 气象报告

海上气象报告是各国的海岸电台用无线电通信方式向船舶发布的天气情报。航行在世界各地的船舶，熟悉世界各地海岸电台发布的气象警告和预报，并能正确分析，理解和应用，对其安全至关重要。

一、海上气象报告区域的划分

世界气象组织（WMO）对全世界海洋气象信息的发布作出了明确的规定，并划分了责任区域（如图9-17所示），从而使气象报告的广播遍及世界各海域。由图9-17可见，全球共被分成

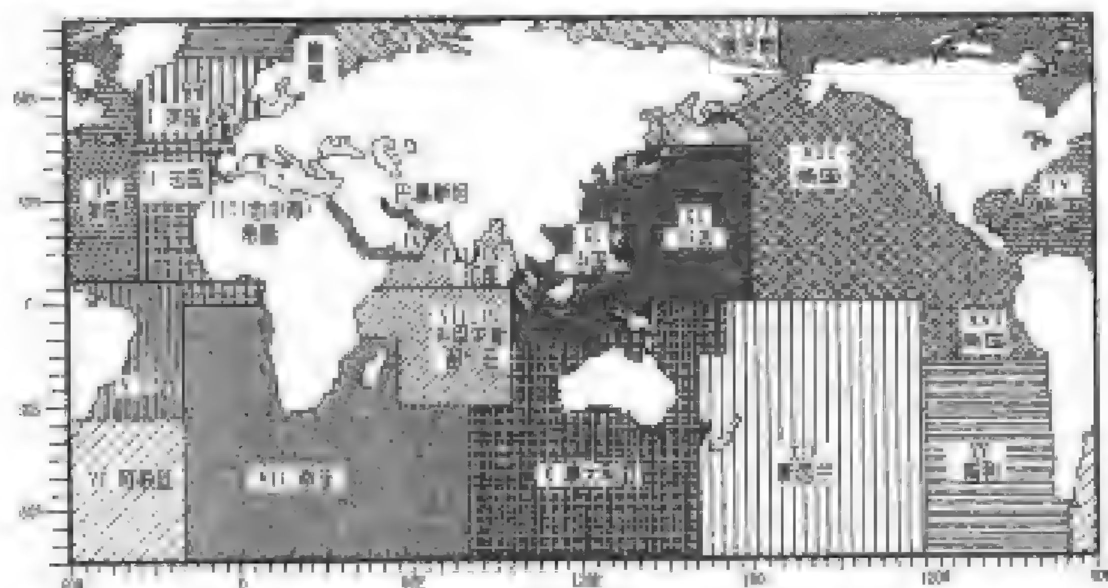


图9-17　全球气象区域（METAREAS MAP）

了16个气象区域（METAREA），每个区域都指定了1－2个国家负责该区域公海气象预报和警报的发布。如第XI气象区域的公海气象报告由中国和日本负责发布。此外，各国的主管部门还都指定海岸电台对其管辖海区定时播发沿海气象警告和预报。各国海岸电台的气象责任区域可查阅每年印发的《无线电信号表》第三卷。图9-18至图9-21为我国大连、上海、广州和香港海岸电台的气象责任区域。

二、海上气象报告的播发

气象警告与预报可以采用多种方式向海上船舶播发，主要途径如下：

1. 通过各国海岸电台播发

海上气象信息可以通过各国海岸电台以无线电话，无线电传（窄带直接印字电报），气象传真或莫尔斯电报等方式采用两种语言（本国语和英语）向船舶进行播发。各国海岸电台气象警告和预报的播发时间见每年印发的《无线电信号表》第三卷。

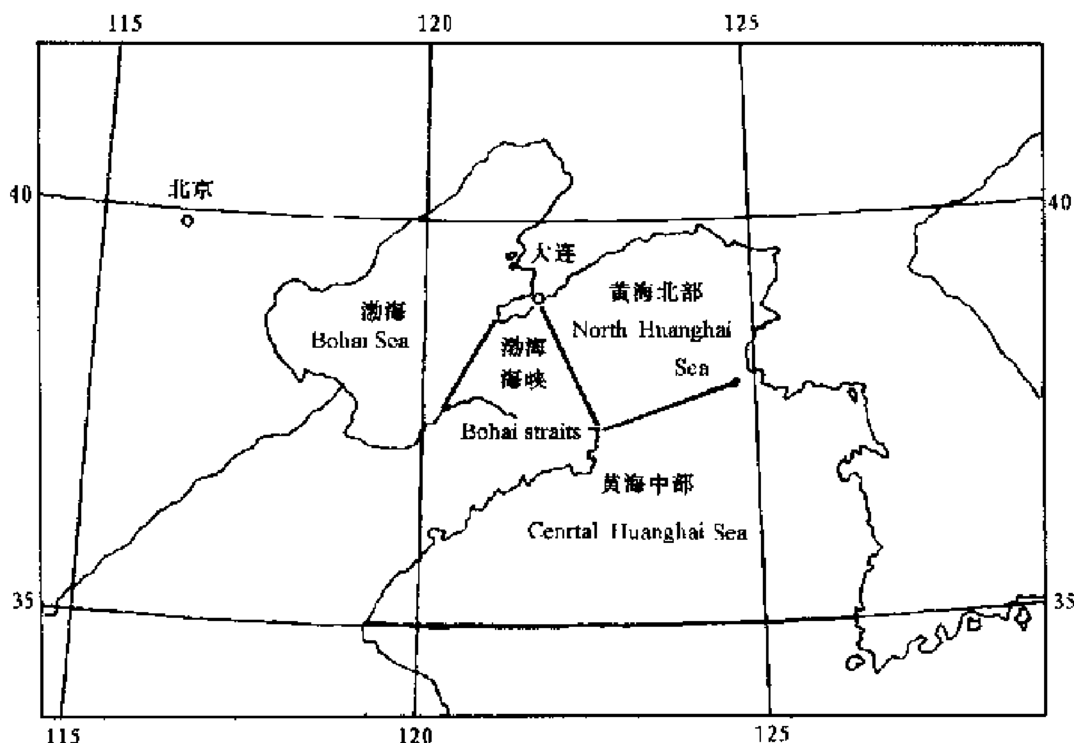


图 9-18 大连台气象报范围

2. 通过 GMDSS 系统中的两套指定的海上安全信息广播系统进行播发

1)国际航行电传(NAVTEX)系统

该系统在 518 kHz 的频率上使用英语为距海岸 400 n mile 范围内的船舶提供海上安全信息的印字报业务。国际 NAVTEX 业务采用分时工作制以避免发射台之间相互间的干扰。每一个气象区域(METAREA)/航警区域(NAVAREA)最多可设置 24 个台,每个台每隔 4 h 发射一次,每次 10 min。我国位于第Ⅺ气象区域,目前设置的 NAVTEX 发射台有大连、上海、福州、广州、香港、三亚 6 个,其中大连、上海、广州、香港已对外开放,而福州、三亚尚在试验之中。

2)国际安全网(Safety-NET)系统

该系统通过国际海事卫星(INMARSAT)以英语向所有未被国际 NAVTEX 系统覆盖的海区进行全球性(地球两极除外)的安全信息广播。

此外,世界气象组织(WMO)和许多国家还通过国际互联网(INTERNET)发布各种气象信息,提供各种天气产品,供船舶接收。

船舶除可以通过以上途径接收定时播发的气象信息外,还可以呼叫海岸电台请求为其发送当前的气象信息。

三、海上气象报告的内容及读报注意事项

1. 气象报告的内容

船舶接收的气象报告一般包括三部分内容。

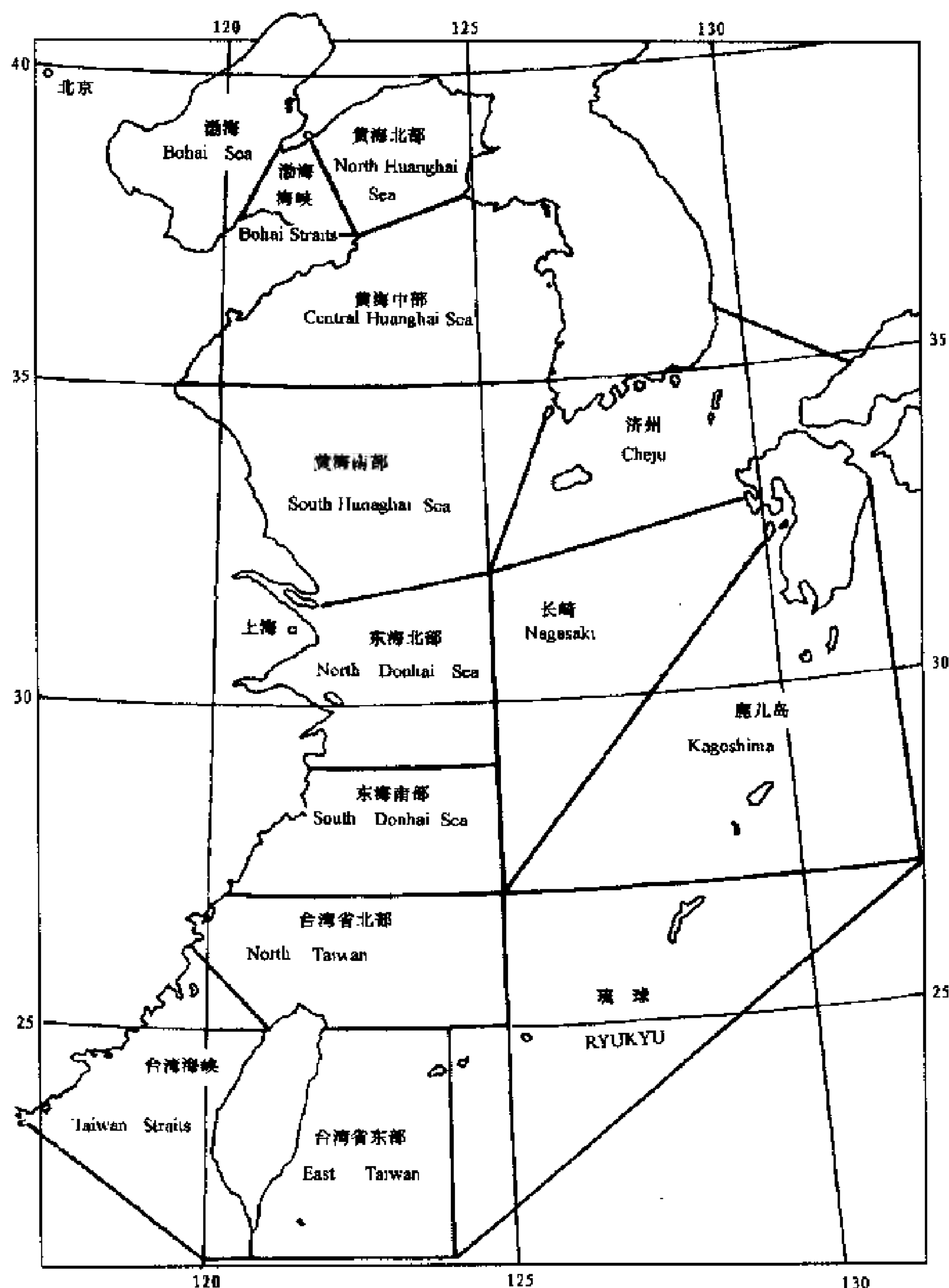


图 9-19 上海台气象报范围

1) 警告(warning)

它包括大风警告(蒲福风力为 8 ~9 级)、暴风警告(蒲福风力为 10 级及其以上)、热带气旋警告。大风警告和暴风警告是指非热带气旋引起的。

大风警告、暴风警告、热带气旋警告包括以下内容:

(1) 警告的种类;

(2) 日期和以世界时表示的时间;

(3) 以百帕表示其中心气压值的扰动类型(如低压、飓风等);

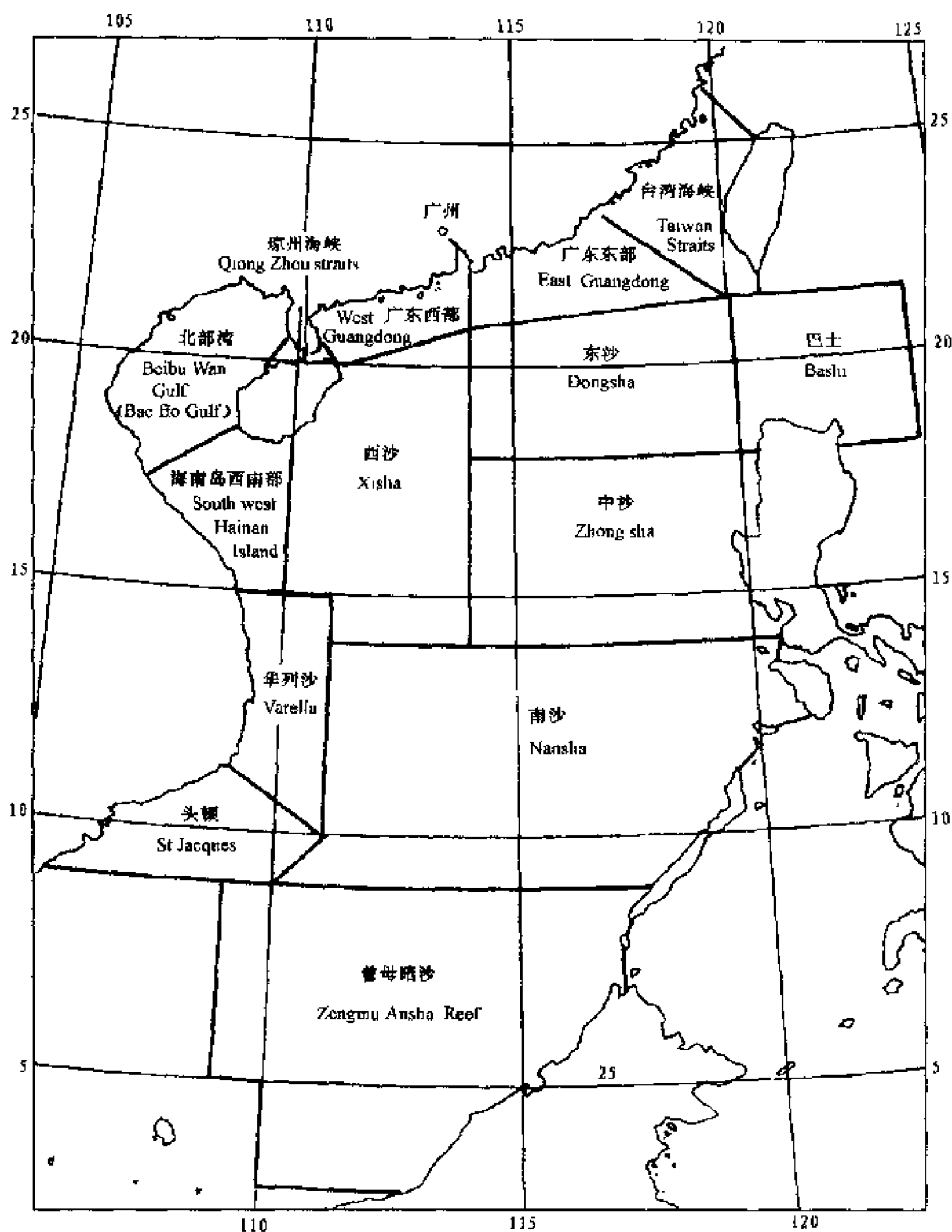


图9-20 广州台气象报范围

(4)用经纬度或熟知的陆标表示的位置;

(5)扰动移动的方向和速度;

(6)影响区域的范围;

(7)影响区域内的风速或风力及风向;

(8)影响区域内的海浪和涌浪情况;

(9)其他适当的信息,如扰动的未来位置。

在气象警告的每次发送中应包含(1)、(2)、(4)、(6)、(7)项的内容。在气象警告中若有两个或以上的气象扰动系统,则按其产生威胁的次序在警告中予以播发。气象警告除在气象

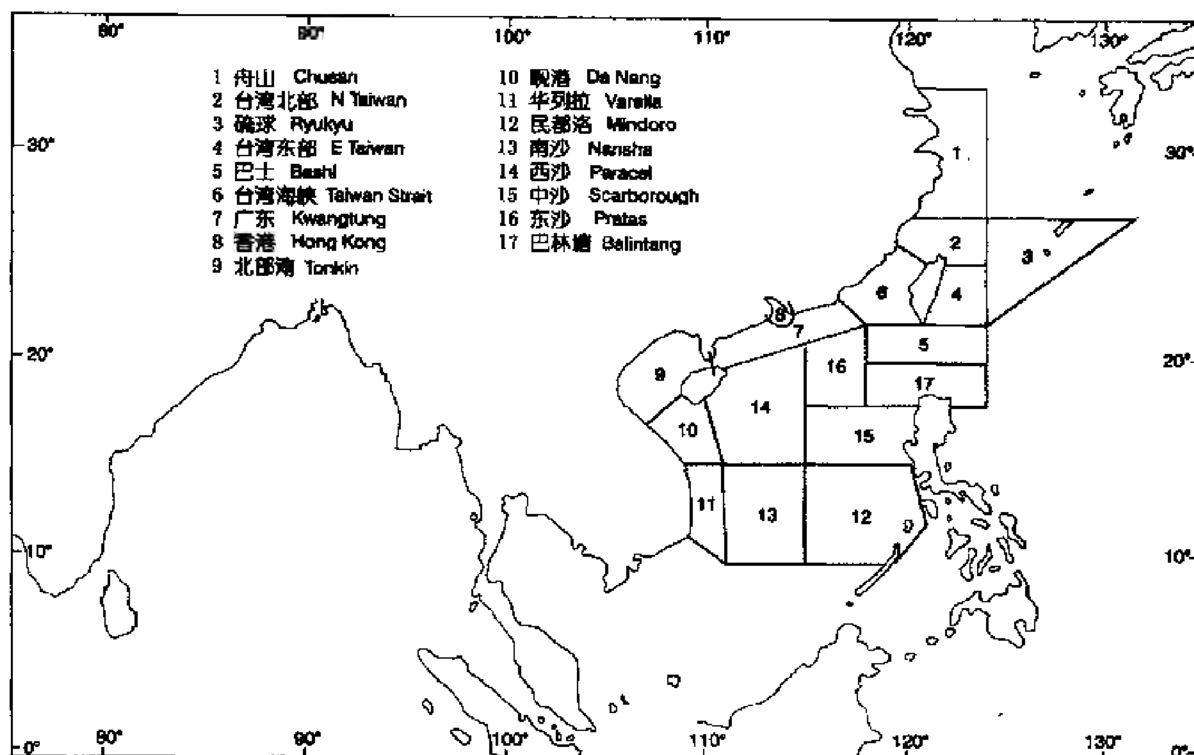


图 9-21 香港台气象报范围

报告中作为第一部分定时播发外，还单独进行播发，一般在收到后立即播发，此后每隔一定时间予以重复播发。

2）天气形势摘要（synoptic situation）

描述高、低气压中心的位置、强度、移向、移速及锋线位置。

3）海区天气预报（12 h or 24 h forecast for sea areas）

它主要报告某海区在12 h或24 h内将要出现的天气情况。其内容一般包括：①发送时间和有效时间；②预报海区或影响地区名称或代号；③具体的天气情况和海面情况（包括：风速或风力及风向；预报值小于6 n mile（10 km）时的能见度；重要天气现象如冻雨、降雪和降雨等；有冰区域的结冰情况；海浪等）。

2. 读报注意事项

在阅读气象报告时应注意以下几个方面：

1）广播台名称、广播时间、有效时间和受重要天气系统影响的海域

2）时间用语含义（括号内的时间均为地方时）

morning 早晨（05～08时）　　evening 傍晚（18～20时）

daytime 白天（08～20时）　　night 夜间（20～08时）

forenoon 上午（08～12时）　　the first half of midnight 上半夜（20～24时）

noon 中午（11～14时）　　midnight 半夜（23～03时）

afternoon 下午（12～18时）　　the second half of midnight 下半夜（00～05时）

3）天空状况用语含义

clear 晴（总云量0～2）　　partly cloud 少云（总云量3～5）

cloudy 多云（总云量6～8或高云量8～10）　　overcast 阴（中、低云量9～10）

4)海浪用语含义(见表9-9)

表9-9 波浪等级表

浪级	风浪名称	涌浪名称	波高范围(m)
0	无浪 Calm(Glassy)	无涌	
1	微浪 Calm(Rippled)	小涌	$H_{1/3}<0.1$
2	小浪 Smooth(Wavelets) sea		$0.1\leq H_{1/3}<0.5$
3	轻浪 Slight sea	中涌	$0.5\leq H_{1/3}<1.25$
4	中浪 Moderate sea		$1.25\leq H_{1/3}<2.5$
5	大浪 Rough sea	大涌	$2.5\leq H_{1/3}<4.0$
6	巨浪 Very rough sea		$4.0\leq H_{1/3}<6.0$
7	狂浪 High sea	巨涌	$6.0\leq H_{1/3}<9.0$
8	狂涛 Very high sea		$9.0\leq H_{1/3}<14.0$
9	怒涛 Phenomenal sea		$H_{1/3}\geq 14.0$

注:$H_{1/3}$为有效波高。

5)常用缩写词含义(见表9-10)

表9-10 常用缩写词含义

缩写词(英文全称)	中文含义	缩写词(英文全称)	中文含义
C(degrees celsius)	摄氏度	MXWD(maxium wind speed)	最大风速
CLD(cloudy)	多云的	MOD(moderate)	中等的
DEG(degree)	度	NC(no change)	没有变化
DZ(drizzle)	毛毛雨	NM(nautical mile)	海里
FCST(forecast)	预报	OBSY(observatory)	气象观测
FM(from)	从,自	OCNL(occasionally)	有时
FRQ(frequent)	频繁的	POSIT(position)	位置
FT(feet)	英尺	PT(point)	点
GRTR(greater)	更大的	PRES(pressure)	气压
HPA(hectopascal)	百帕	SCTD(scattered)	零星的
HRS(hours)	小时	QSTNR(quasi - stationary)	准静止
HVY(heavy)	严重的	SH/SHWR(shower)	阵雨
INTST(intensity)	强度	SLW(slow)	缓慢
ISOL(isolated)	隔离的,孤立的	STNR(stationary)	静止
KTS(knots)	节	TEMP(temperature)	温度
KM(kilometer)	公里	TS 或 TSTM(thunderstorm)	雷暴
LGT(light)	轻的	VIS 或 VSBY(visibility)	能见度
LT(local time)	地方时	VRB(variable)	变化的
MAX(maximum)	最大的	WKN(weaken)	减弱
MBS(millibars)	毫巴	WRNG(warnings)	警告
MI(mile)	英里	WX(weather)	天气

四、海上气象报告实例识读

1. 上海海岸电台发布的气象报告

英文(In English)

060240 UTC JAN 1998

SHAI OBSY SYNOPTIC SITUATION 051800Z

LOW 1007HPA AT 45N 141E MOVING ELY 20KTS WITH COLD FRONT FROM CENTER PASSING 40N 139E TO 38N 130E AND WARM FRONT FROM CENTER TO 44N 148E

COLD FRONT FROM 41N 118E PASSING 36N 115E TO 34N 106E

HIGH 1044HPA AT 49N 93E MOVING ELY 10 KTS

HIGH 1037HPA AT 41N 111E MOVING ELY 15 KTS

HIGH 1031HPA AT 31N 115E MOVING ELY 15 KTS

STOP

24 HOURS WEATHER FORECAST FROM 060200Z

BOHAI SEA X BOHAI STRAITS AND NORTH HUANGHAI SEA X CLEAR TO CLOUDY X W TO NW WINDS FORCE 5 TO 6 X SEA MODERATE X CENTRAL HUANGHAI SEA X CLEAR TO CLOUDY X NLY WINDS VEERING TO SE WINDS TONIGHT FORCE 5 TO 6 X SEA MODERATE X SOUTH HUANGHAI SEA X CLEAR TO CLOUDY X N TO NE WINDS VEERING TO SE WINDS TONIGHT FORCE 5 TO 6 X SEA MODERATE X NORTH DONGHAI SEA X CLEAR TO CLOUDY X NLY WINDS FORCE 4 TO 5 BECOMING E TO SE WINDS FORCE 5 TO 6 TOMORROW X SEA SLIGHT BECOMING MODERATE X SOUTH DONG HAI SEA X CLOUDY X N TO NE WINDS FORCE 6 X SEA MODERATE TO ROUGH X SHANGHAI HARBOUR X CLEAR BECOMING CLOUDY THEN BECOMING OVERCAST WITH RAIN TOMORROW X WLY WINDS VEERING TO SE WINDS TONIGHT FORCE 3 TO 4 X SEA SMOOTH X TAIWAN STRAITS X OVERCAST BECOMING OVERCAST WITH SOMETIMES RAIN X N TO NE WINDS FORCE 6 X SEA MODERATE TO ROUGH X NORTH TAIWAN X OVERCAST BECOMING OVERCAST WITH LOCAL RAIN X N TO NE WINDS FORCE 6 X SEA MODERATE TO ROUGH X EAST TAIWAN AND RYUKYU X OVERCAST WITH LOCAL RAIN X N TO NE WINDS FORCE 6 X SEA MODERATE TO ROUGH X CHEJU X OVERCAST BECOMING CLOUDY X W TO NW WINDS FORCE 6 BECOMING ELY WINDS FORCE 5 TO 6 TOMORROW X SEA MODERATE TO ROUGH BECOMING MODERATE X NAGASAKI AND KAGOSHIMA X OVERCAST X W TO NW WINDS VEERING TO ELY WINDS TOMORROW FORCE 5 TO 6 X SEA MODERATE X STOP

中文(In Chinese)

世界时 1998 年 1 月 6 日 02 时 40 分(指发报时间)

上海气象台 5 日 18 时 00 分(世界时)天气形势摘要:

1 007 hPa 的低压中心位于 45°N,141°E,正在向偏东方向移动,移速 20 kn。自低压中心经 40°N,139°E 到 38°N,130°E 为一冷锋,暖锋自低压中心到 44°N,148°E。

自 41°N,118°E,经 36°N,115°E 到 34°N,106°E 还有一条冷锋。

1044 hPa 的高压中心位于 49°N,93°E,正向偏东方向移动,移速 10 kn。

1 037 hPa 的高压中心位于 41°N,111°E,正向偏东方向移动,移速 15 kn。

1 031 hPa 的高压中心位于 31°N,115°E,向偏东方向移动,移速 15 kn。

24 小时天气预报(世界时 6 日 02 时 ~7 日 02 时)

渤海、渤海海峡和黄海北部:晴到多云,西到西北风,风力 5 ~6 级,中浪。

黄海中部：晴到多云，偏北风，今夜起转东南风，风力5～6级，中浪。

黄海南部：晴到多云，北到东北风，今夜起转东南风，风力5～6级，中浪。

东海北部：晴到多云，偏北风，风力4～5级，明天转东到东南风，风力5～6级，轻浪转中浪。

东海南部：多云，北到东北风，风力6级，中到大浪。

上海港：晴转多云，明天转阴有雨，偏西风，今晚起转东南风，风力3～4级，小浪。

台湾海峡：阴，转阴有时有雨，北到东北风，风力6级，中到大浪。

台湾北部：阴，转阴局部有雨，北到东北风，风力6级，中到大浪。

台湾东部和琉球：阴，局部有雨，北到东北风，风力6级，中到大浪。

济洲（岛）：阴转多云，西到西北风，风力6级，明天转偏东风，风力5～6级，中到大浪转中浪。

长崎和鹿儿岛：阴，西到西北风，明天为偏东风，风力5～6级，中浪。

2. 香港天文台发布的气象报告

英文（In English）

BULLETIN ISSUED AT 09:00 HKT 22/SEP/2005

STORM WARNING AREAS: BASHI AND BALINTANG.

GALE WARNING AREAS: KWANGTUNG, TAIWAN STRAIT, SCARBOROUGH AND PRATAS.

GENERAL SITUATION AT 212100 UTC:

FOR DETAILS ON THE TROPICAL STORM DAMREY (0518), PLEASE

REFER TO THE 3 – HRLY SHIPPING WARNINGS.

MARINE FORECAST FOR 24 HOURS FROM 220100 UTC:

HONG KONG = NW 2 – 3. 4000 M IN HAZE, ISOL SHOWERS AND TS. TEMP 32 – 27C =

KWANGTUNG = N TO NE 4 – 5, OCNL 8 IN E LATER. 2000 M IN SCT SQUALLY SHOWERS AND TS IN E. SEA UP TO 6 M IN E LATER. SWELL NE 2 M IN E LATER =

TAIWAN STRAIT = NE 6 – 7, OCNL 8 LATER. 2000 M IN SCT SQUALLY SHOWERS AND TS. SEA UP TO 6 M LATER. SWELL NE 2 – 3 M =

BASHI = E TO NE 8 – 9, UP TO 10 IN W LATER. 1000 M IN OCNL SQUALLY SHOWERS AND TS. SEA 6 – 9 M. SWELL E TO NE 3 – 4 M =

BALINTANG = CYCLONIC 8 – 9, UP TO 10 LATER. 1000 M IN OCNL SQUALLY HEAVY SHOWERS AND TS. SEA 6 – 9 M. SWELL E TO NE 3 – 4 M =

SCARBOROUGH = W TO NW 5 – 6, UP TO 8 IN NE LATER. 1000 M IN OCNL SQUALLY SHOWERS AND TS IN E. SEA UP TO 6 M IN E LATER. SWELL NE 3 – 4 M =

PRATAS = N TO NE 6 – 7, UP TO 8 IN E LATER. 1000 M IN OCNL SQUALLY SHOWERS AND TS IN E LATER. SEA UP TO 6 M LATER. SWELL E TO NE 3 M =

PARACEL = N TO NW 5 – 6. ISOL SHOWERS. SEA 2 – 3 M. SWELL E TO NE 2 – 3 M =

DANANG, TONKIN = N TO NW 4 – 5. ISOL SHOWERS. SEA UP TO 2 M =

中文(In Chinese)

以下是由香港天文台于香港时2005年9月22日9时00分发出的船舶气象报告。

暴风警告区:巴士及巴林塘。

大风警告区:广东,台湾海峡,中沙及东沙。

协调世界时21日21时天气概况:

有关热带风暴达维(0518)的详细资料,请参阅每3 h为船舶提供的热带气旋警告。

由协调世界时22日01时开始生效的24 h船舶天气预报:

香港:吹西北风2~3级。有霾,能见度4 000 m,有局部地区性骤雨及雷暴。温度32~27℃。

广东:吹北至东北风4~5级,东部稍后有时8级。东部有零散狂风骤雨及雷暴,能见度2 000 m。稍后东部浪达6 m。稍后东部东北涌浪2 m。

台湾海峡:吹东北风6~7级,稍后有时8级。有零散狂风骤雨及雷暴,能见度2 000 m。稍后浪达6 m。东北涌浪2~3 m。

巴士:吹东至东北风8~9级,西部稍后达10级。有时有狂风骤雨及雷暴,能见度1 000 m。浪6~9 m。东至东北涌浪3~4 m。

巴林塘:吹旋风8~9级,稍后达10级。有时有狂风大骤雨及雷暴,能见度1 000 m。浪6~9 m。东至东北涌浪3~4 m。

中沙:吹西至西北风5~6级,稍后东北部达8级。东部有时有狂风骤雨及雷暴,能见度1 000 m。稍后东部浪达6 m。东北涌浪3~4 m。

东沙:吹北至东北风6~7级,东部稍后达8级。东部稍后有时有狂风骤雨及雷暴,能见度1 000 m。稍后浪达6米。东至东北涌浪3 m。

西沙:吹北至西北风5~6级。有局部地区性骤雨。浪2~3 m。东至东北涌浪2~3 m。

岘港、北部湾:吹北至西北风4~5级。有局部地区性骤雨。浪达2 m。

注意:香港时为协调世界时加8 h。

3. 香港天文台发布的热带气旋警告

英文(In English)

TROPICAL CYCLONE WARNING ISSUES AT 13:00 HKT 22/SEP/2005

AT 220300 UTC, TROPICAL STROM DAMREY (0518) WITH CENTRAL PRESSURE 990 HECTOPASCALS WAS CENTRED WITHIN 60 NAUTICAL MILES OF ONE NINE POINT NINE DEGREES NORTH (19.9 N) ONE TWO ZERO POINT TWO DEGREES EAST (120.2 E) AND IS FORECAST TO MOVE WEST OR WEST - NORTHWEST AT ABOUT 5 KNOTS FOR THE NEXT 24 HOURS.

MAXIMUM WINDS NEAR THE CENTRE ARE ESTIMATED TO BE 45 KNOTS.

RADIUS OF OVER 33 KNOT WINDS 120 NAUTICAL MILES.

RADIUS OF OVER 2 METRE WAVES 240 NAUTICAL MILES.

FORECAST POSITION AND INTENSITY AT 230300 UTC

ONE NINE POINT NINE DEGREES NORTH (19.9 N)

ONE ONE EIGHT POINT THREE DEGREES EAST (118.3 E)

MAXIMUM WINDS 55 KNOTS.

FORECAST POSITION AND INTENSITY AT 240300 UTC
ONE NINE POINT SEVEN DEGREES NORTH (19.7 N)
ONE ONE FIVE POINT ZERO DEGREES EAST (115.0 E)
MAXIMUM WINDS 65 KNOTS.
FORECAST POSITION AND INTENSITY AT 250300 UTC
ONE NINE POINT FOUR DEGREES NORTH (19.4 N)
ONE ONE ONE POINT TWO DEGREES EAST (111.2 E)
MAXIMUM WINDS 65 KNOTS.

THE HONG KONG OBSERVATORY'S TROPICAL CYCLONE WARNINGS FOR SHIPPING ARE ISSUED ABOUT TWO HOURS AFTER THE TIME OF OBSERVATION. THEY INCORPORATE ADDITIONAL INFORMATION DERIVED FROM SURFACE AND UPPER - AIR DATA AND MAY THEREFORE BE SLIGHTLY DIFFERENT FROM THE REAL - TIME SATELLITE OR RADAR - BASED POSITION GIVEN IN THE HOURLY BULLETINS FOR PUBLIC.

AVERAGE ERRORS IN THE 24, 48 AND 72 - HOUR FORECAST POSITIONS ARE OF THE ORDER OF 150, 250 AND 350 KILOMETRES RESPECTIVELY.

中文(In Chinese)

2005 年 9 月 22 日 13 时 00 分(香港时)发布的热带气旋警告。

协调世界时 22 日 03 时,热带风暴达维(0518), 中心气压为 990 hPa,中心位于 19.9°N, 120.2°E 的 60 n mile 范围内。预计未来 24 h 向西到西北方向移动,移速约 5 节,近中心最大风速约 45 kn。

风速超过 33 kn 的半径范围为 120 n mile。

海浪超过 2 m 的半径范围为 240 n mile。

协调世界时 23 日 03 时的预测位置及强度:

中心位于 19.9 °N,118.3°E;近中心最大风速为 55 kn。

协调世界时 24 日 03 时的预测位置及强度:

中心位于 19.7 °N,115.0 °E;近中心最大风速为 65 kn。

协调世界时 25 日 03 时的预测位置及强度:

中心位于 19.4 °N,111.2 °E;近中心最大风速为 65 kn。

香港天文台为船舶提供的热带气旋警告的发报时间大约是观测时间后的 2 h。分析热带气旋位置时糅合了更多地面及高空的气象资料,因此可能和每小时发给公众的报告中根据卫星或雷达资料确定的即时位置稍有出入。

24、48 及 72 h 预报位置的平均误差分别是 150、250 及 350 km 左右。

4. 日本气象厅发布的气象报告

英文(In English)

THIS WARNING IS ISSUED FOR THE NORTH OF EQUATOR OF NAVAREA XI(POR) BY JMA =

WARNING VALID 05140000Z(1993) =

WARNING IS UPDATED EVERY 6 HOURS

GALE WARNING =

DEVELOPING LOW 976 HPA AT FIVE FOUR NORTH ONE SIX SIX EAST SEA EAST OF KAMCHATKA MOVING NORTHNORTHESAT SLOWLY = OCCLUDED FRONT FROM 54N 166E TO 48N 180E = WARM FRONT FROM 48N 180E TO 43N 177W = COLD FRONT FROM 48N 180E TO 38N 175E 29N 163E = WINDS 30 TO 45 KNOTS WITHIN 600 MILES OF LOW =

WARNING =

DENSE FOG OBSERVED LOCALLY OVER SEA OF OKHOTSK YELLOW SEA EAST CHINA SEA =

WARNING =

DENSE FOG OBSERVED LOCALLY OVER WATERS BOUNDED BY 55N 180E 57N 163E 41N 142E 35N 141E 34N 137E 30N 137E 30N 142E 40N 155E 32N 180E 55N 180E =

SUMMARY =

LOW 1008 AT 36N 125E ENE 15KT =

LOW 996 AT 48N 147E EAST 15KT =

LOW 998 AT 53N 142E EAST 10KT =

HIGH 1020 AT 27N 138E ESE 10KT =

HIGH 1022 AT 32N 158E EAST 15KT =

STATIONARY FRONT FROM 27N 111E TO 32N 119E 36N 125E 40N 141E 39N 152E =

ROYAL OBSERVATORY HONG KONG PROVIDES THE FOLLOWING WARNING/INFORMATION FOR THE SOUTH CHINA SEA

WARNINGS

NIL.

SYNOPSIS 05130000Z(1993) GMT] AND 24 HOUR FORCAST

ACTIVE CONVECTION IS AFFECTING PARTS OF THE SEA SOUTH OF 10N

SIGNIFICANT SWELL/HIGH SEAS

NIL.

THUNDERSTORMS/SEVERE WEATHER

SCATTERED SHOWERS AND SQUALLY THUNDERSTORMS OVER THE GULF OF THAILAND AND THE STRAIT OF MALACCA.

SEA FOG/REDUCED VISIBILITY

VISIBILITY 4000M IN SHOWERS AND THUNDERSTORMS.

VISIBILITY 100M IN FOG PATCHES OVER THE COASTAL WATERS OF EAST AND SOUTH CHINA.

JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY =

中文(In Chinese)

这则警告是由日本气象厅发布的,适用于第 11 航行警告区(太平洋)中赤道以北区域。

警告有效时间为 1993 年 5 月 14 日 00 时(世界时)。

警告每 6 h 修正一次。

大风警告：

在54°N,166°E即在堪察加半岛的东部海面有一正在发展的低压，中心气压为976 hPa，正向东北偏北方向缓慢移动。从54°N,166°E到48°N,180°E有一条锢囚锋；从48°N,180°E到43°N,177°W有一条暖锋；从48°N,180°E到38°N,175°E和29°N,163°E有一条冷锋。在离低压中心600 n mile的范围内风速为30～45 kn。

警告：

观测到在鄂霍次克海、黄海、东海上空局部有浓雾。

警告：

在由55°N,180°E、57°N,163°E、41°N,142°E、35°N,141°E、34°N,137°E、30°N,137°E、30°N,142°E、40°N,155°E、32°N,180°E及55°N,180°E这些点围成的水域上空观测到局部有浓雾。

天气形势摘要：

1 008 hPa的低压中心位于36°N,125°E,以15 kn的速度向东北偏东方向移动。

996 hPa的低压中心位于48°N,147°E,以15 kn的速度向东移动。

998 hPa的低压中心位于53°N,142°E,以10 kn的速度向东移动。

1 020 hPa的高压中心位于27°N,138°E,以10 kn的速度向东南偏东移动。

1 022 hPa的高压中心位于32°N,158°E,以15 kn的速度向东移动。

从27°N,111°E到32°N,119°E、36°N,125°E、40°N,141°E及39°N,152°E有一条静止锋。

下面是香港皇家气象台提供的关于中国南海海域内的警告或其他一些信息。

无警告

1993年5月13日00时(世界时)的天气形势摘要和24 h预报：

有一活跃的对流系统正在影响10°N以南的海域。

巨涌/狂浪：

无

雷暴(雨)/恶劣天气：

在泰国湾和马六甲海峡上空有零星阵雨和伴有大风的雷暴雨。

海雾/能见度降低情况：

在出现阵雨和雷暴(雨)时能见度为4 000 m。

在中国东海和南海的沿岸水域上空有零星海雾，届时能见度只有100 m。

日本气象厅。

5. 日本气象厅发布的热带气旋警告

英文(In English)

WARNING 09252100Z(2005).

WARNING VALID 09262100Z(2005).

TYPHOON WARNING.

TYPHOON 0517 SAOLA (0517) 965 HPA

AT 36.7N 146.9E SEA EAST OF JAPAN MOVING EASTNORTHEAST 15 KNOTS.

POSITION FAIR.

MAX WINDS 70 KNOTS NEAR CENTER.

RADIUS OF OVER 50 KNOT WINDS 60 MILES.

RADIUS OF OVER 30 KNOT WINDS 240 MILES WEST SEMICIRCLE AND 220 MILES ELSEWHERE. FORECAST POSITION FOR 262100UTC AT 40.0N 157.3E WITH 100 MILE RADIUS OF 70 PERCENT PROBABILITY CIRCLE.

992 HPA, MAX WINDS 45 KNOTS.

BECOMING EXTRATROPICAL LOW.

JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY. =

中文(In Chinese)

警告发布时间为2005年9月25日21时00分(世界时)。

警告有效时间为2005年9月26日21时00分(世界时)。

台风警告

2005年第17号台风苏拉(SAOLA),中心气压965 hPa。

中心位于36.7°N,146.9°E,在日本以东的海面上。台风苏拉(SAOLA)正以15 kn的移速向东北偏东方向移动。

定位较准确(定位误差20~40 n mile)。

近中心最大风速达70 kn。

离中心60 n mile的范围内风速超过50 kn。

在西半圆离中心240 n mile,其他半圆离中心220 n mile的范围内风速超过30 kn。

预计26日21时00分(世界时)中心将有70%的可能位于以40.0°N,157.3°E为中心、半径100海里的预报圆内。

中心气压达992 hPa,近中心最大风速达45 kn。

以后将转变为温带气旋。

日本气象厅

6. 美国发布的公海气象报告

英文(In English)

HIGH SEAS FORECAST FOR METAREA IV

NATIONAL WEATHER SERVICE WASHINGTON DC/TPC MIAMI FL

OCEAN PREDICITION CENTER/OFB 1630 UTC MAY 08 2003

SUPERSEDED BY NEXT ISSUANCE IN 6 HOURS

SECURITE

NORTH ATLANTIC NORTH OF 31N TO 67N AND WEST OF 35W

SYNOPSIS VALID 1200 UTC MAY 08.

24 HOUR FORECAST VALID 1200 UTC MAY 09.

48 HOUR FORECAST VALID 1200 UTC MAY 10.

WARNINGS

GALE WARNING

AREA OF NW GALE WINDS 25 TO 35 KT SEAS 9 TO 15 FT FROM 55N TO 67N E OF 53W.

24HOUR FORECAST LOW 60N 42W 1008 MB. FORECAST WINDS 25 TO 35 KT SEAS 9 TO 15 FT E OF A LINE FROM 62N 51W TO 58N 49W TO 53N 38W.

48 HOUR FORECAST LOW 60N 38W 1008MB. FORECAST WINDS 25 TO 35KT SEAS 9 TO 15 FT E OF A LINE FROM 61N 50W TO 58N 48W TO 55N 37W.

GALE WARNING

LOW 39N 71W 1008 MB MOVING E 25KT. WINDS 25 TO 35 KT SEAS 8 TO 13 FT WITHIN 300 NM SE QUADRANT.

24 HOUR FORECAST LOW 40N 58W 1004 MB. FORECAST WINDS 25 TO 35 KT SEAS 8 TO 13 FT WITHIN 480NM SE AND 420 NM SW QUADRANTS

48 HOUR FORECAST LOW 46N 57W 989MB. FORECAST WINDS 25 TO 40 KT SEAS 10 TO 18 FT FROM 38N TO 52N BETWEEN 41W AND 63W

SYNOPSIS AND FORECAST

LOW 45N 60W 1011MB MOVING NE 10 KT WINDS 20 TO 30 KT SEAS TO 10 FT FROM 42N TO 48N BETWEEN 47W AND 59W

24 HOUR FORECAST AREA OF E WINDS 20 TO 30 KT SEAS TO 10 FT FROM 44N TO 50N BETWEEN 48W AND 60W

48 HOUR FORECAST CONDITIONS ABSOBED BY FORECAST LOW 46N 57W.

注:TPC = Tropical Predition Center 热带预报中心

OFB = Ocean Forecast Bureau 海洋预报部

中文(In Chinese)

第 IV 气象区域的公海气象报告

由国家天气业务中心(位于华盛顿)/热带预报中心(位于迈阿密)和海洋预报中心/海洋预报部于 2003 年 5 月 8 日 16 时 30 分(协调世界时)发布。

下一次的公海气象报将在 6 小时后发布。

播报范围为 31°N 到 67°N,35°W 以西的北大西洋。此区域有信息。

天气形势摘要有效时间为 5 月 8 日 12 时 00 分(协调世界时)

24 h 预报有效时间为 5 月 9 日 12 时 00 分(协调世界时)

48 h 预报有效时间为 5 月 10 日 12 时 00 分(协调世界时)

警告

大风警告

第 IV 航警区域的西北部即 55°N ~67°N,53°W 以东的范围内风速 25 ~35 kn,浪高达 9 ~15 ft。

24 h 预报:1 008 hPa 的低压中心位于 60°N,42°W。在 62°N,51°W、58°N,49°W、53°N,

38°W三点连线以东的范围内,风速25~35 kn,浪高9~15 ft。

48 h 预报:1 008 hPa 的低压中心位于60°N,38°W。在61°N,50°W、58°N,48°W、55°N,37°W 三点连线以东的范围内,风速达25~35节,浪高达9~15 ft。

大风警告

1 008 hPa 的低压中心位于39°N,71°W,向东移动,移速25 kn。在低压东南象限离中心300 n mile 的范围内风速达25~35 kn,浪高8~13 ft。

24 h 预报:1 004 hPa 的低压中心位于40°N,58°W。在低压东南象限离中心480 n mile、西南象限离中心420 n mile 的范围内,风速25~35 kn,浪高8~13 ft。

48 h 预报:989 hPa 的低压中心位于46°N,57°W。在38°N~52°N,41°W~63°W 范围内风速达25~40 kn,浪高达10~18 ft。

天气形势及预报

1 011 hPa 的低压中心位于45°N,60°W,向东北移动,移速10 kn。42°N~48°N,47°W~59°W 范围内,风速达20~30 kn,浪高达10 ft。

24 h 预报:第 IV 气象区域的东部即44°N~50°N,48°W~60°W 范围内风速20~30 kn,浪高达10 ft。

48 h 预报:天气情况由以上预报的中心位于46°N,57°W 的低压所决定。

7. 美国国家飓风中心发布的飓风警告

英文(In English)

HURRICANE KENNETH FORECAST/ADVISORY NUMBER 45

NWS TPC/NATIONAL HURRICANE CENTER MIAMI FL

2100Z SUN SEP 25 2005

HURRICANE CENTER LOCATED NEAR 15.8N 139.8W AT 25/2100Z

POSITION ACCURATE WITHIN 30 NM

PRESENT MOVEMENT TOWARD THE SOUTHWEST OR 220 DEGREES AT 3 KT

ESTIMATED MINIMUM CENTRAL PRESSURE 987 MB

MAX SUSTAINED WINDS 65 KT WITH GUSTS TO 80 KT.

64 KT... 10NE 10SE 10SW 10NW.

50 KT... 20NE 20SE 20SW 20NW.

34 KT... 70NE 70SE 70SW 70NW.

12 FT SEAS... 130NE 130SE 130SW 130NW.

WINDS AND SEAS VARY GREATLY IN EACH QUADRANT. RADII IN NAUTICAL MILES ARE THE LARGEST RADII EXPECTED ANYWHERE IN THAT QUADRANT.

REPEAT... CENTER LOCATED NEAR 15.8N 139.8W AT 25/2100Z

AT 25/1800Z CENTER WAS LOCATED NEAR 15.9N 139.7W

FORECAST VALID 26/0600Z 15.4N 140.2W

MAX WIND 65 KT... GUSTS 80 KT.

64 KT... 10NE 10SE 10SW 10NW.

50 KT... 20NE 20SE 20SW 20NW.

34 KT... 70NE 70SE 70SW 70NW.

FORECAST VALID 26/1800Z 15.3N 141.0W
MAX WIND 65 KT... GUSTS 80 KT.
64 KT... 10NE 10SE 10SW 10NW.
50 KT... 25NE 25SE 25SW 25NW.
34 KT... 70NE 70SE 70SW 70NW.
FORECAST VALID 27/0600Z 15.4N 142.0W
MAX WIND 65 KT... GUSTS 80 KT.
64 KT... 10NE 10SE 10SW 10NW.
50 KT... 25NE 25SE 25SW 25NW.
34 KT... 70NE 70SE 70SW 70NW.
FORECAST VALID 27/1800Z 16.0N 143.0W
MAX WIND 60 KT... GUSTS 75 KT.
50 KT... 25NE 25SE 25SW 25NW.
34 KT... 70NE 70SE 70SW 70NW.
FORECAST VALID 28/1800Z 17.5N 145.5W
MAX WIND 50 KT... GUSTS 60 KT.
50 KT... 20NE 20SE 20SW 20NW.
34 KT... 70NE 70SE 70SW 70NW.
EXTENDED OUTLOOK. NOTE... ERRORS FOR TRACK HAVE AVERAGED NEAR 200 NM ON DAY 4 AND 250 NM ON DAY 5... AND FOR INTENSITY NEAR 20 KT EACH DAY
OUTLOOK VALID 29/1800Z 19.0N 148.0W
MAX WIND 40 KT... GUSTS 50 KT.
OUTLOOK VALID 30/1800Z 20.0N 151.0W
MAX WIND 30 KT... GUSTS 40 KT.
REQUEST FOR 3 HOURLY SHIP REPORTS WITHIN 300 MILES OF 15.8N 139.8W
NEXT ADVISORY AT 26/0300Z

注:NWS = National Weather Seavice 国家天气业务

中文(In Chinese)
第45号飓风 KENNETH 预报/报告
国家天气业务中心的热带预报中心/国家飓风中心(位于迈阿密)于2005年9月25日(星期日)21时00分(世界时)发布。
25日21时00分(世界时)飓风中心位于15.8°N 139.8°W 附近。
定位误差在30海里范围内。
目前向西南(220°)方向移动,移速3 kn。
中心最低气压预计达987 hPa。
最大持续风速65 kn,阵风80 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心10 n mile的范围内风速64 kn。

在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 20 n mile 的范围内风速 50 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 70 n mile 的范围内风速 34 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 130 n mile 的范围内浪高 12 ft。
风速和浪高在各象限变化很大。以上的半径(以海里为单位)是指该象限中一定风速或浪高的最大半径。
重播 25 日 21 时 00 分(世界时)飓风中心位于 15.8°N,139.8°W 附近。
25 日 18 时 00 分(世界时)飓风中心位于 15.9°N,139.7°W。
预计 26 日 06 时 00 分(世界时)飓风中心位于 15.4°N,140.2°W。
最大持续风速 65 kn,阵风 80 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 10 n mile 的范围内风速 64 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 20 n mile 的范围内风速 50 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 70 n mile 的范围内风速 34 kn。
预计 26 日 18 时 00 分(世界时)飓风中心位于 15.3°N,141.0°W。
最大持续风速 65 kn,阵风 80 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 10 n mile 的范围内风速 64 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 25 n mile 的范围内风速 50 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 70 n mile 的范围内风速 34 kn。
预计 27 日 06 时 00 分(世界时)飓风中心位于 15.4°N,142.0°W。
最大持续风速 65 kn,阵风 80 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 10 n mile 的范围内风速 64 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 25 n mile 的范围内风速 50 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 70 n mile 的范围内风速 34 kn。
预计 27 日 18 时 00 分(世界时)飓风中心位于 16.0°N,143.0°W。
最大持续风速 60 kn,阵风 75 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 25 n mile 的范围内风速 50 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 70 n mile 的范围内风速 34 kn。
预计 28 日 18 时 00 分(世界时)飓风中心位于 17.5°N,145.5°W。
最大持续风速 50 kn,阵风 60 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 20 n mile 的范围内风速 50 kn。
在飓风东北、东南、西南、西北象限离中心 70 n mile 的范围内风速 34 kn。
未来展望。注意:第 4 天的定位误差为 200 n mile,第 5 天的定位误差为 250 n mile;第 4、第 5 天的强度预报误差均为 20 kn。
29 日 18 时 00 分(世界时)展望:飓风中心位于 19.0°N,148.0°W,最大持续风速 40 kn,阵风 50 kn。
30 日 18 时 00 分(世界时)展望:飓风中心位于 20.0°N,151.0°W,最大持续风速 30 kn,阵风 40 kn。
要求以 15.8°N, 139.8°W 为中心,半径 300 n mile 范围内的船舶每 3 h 发布一次船舶气象报告。
下一次的报告于 26 日 03 时 00 分(世界时)发布。

8. 澳大利亚达尔文气象局发布的气象报告

英文(In English)

HIGH SEAS FORECAST FOR METAREA 10/11

NORTHERN AREA:EQUATOR TO 12 SOUTH BETWEEN 90/142 EAST AND

SOUTHWARD TO COAST BETWEEN 125/142 EAST

ISSUED BY THE AUSTRALIAN BUREAU OF METEOROLOGY, DARWIN

FOR 24 HOURS COMMENCING 2300 UTC 25 SEPTEMBER 2005

PLEASE BE AWARE

WIND GUSTS CAN BE A FURTHER 40 PERCENT STRONGER THAN THE AVERAGES GIVEN HERE, AND MAXIMUM WAVES MAY BE UP TO TWICE THE HEIGHT.

PART 1. WARNINGS

NIL.

PART 2. SITUATION

AT 251800UTC.

TROUGH EXTENDS FROM LOW 1008 HPA NEAR 5S 98E TO 1S 125E TO 1S 142E.

PART 3. FORECAST

NORTH OF 5S.

SLIGHT SEAS. EAST/SOUTHEAST WINDS 10/15 KNOTS TENDING SOUTHWEST/NORTHWEST 10/15 KNOTS W OF SUMATRA. ISOLATED STORMS.

SOUTH OF 5S.

SLIGHT/MODERATE SEAS. A MODERATE SOUTHEAST SWELL OVER THE INDIAN OCEAN WEST OF 120E. NORTHEAST/SOUTHEAST WINDS 10/20 KNOTS TENDING VARIABLE 10 KNOTS IN THE SOUTHERN TIMOR SEA. ISOLATED STORMS WEST OF 105E.

WEATHER DARWIN

中文(In Chinese)

第10和第11气象区域的公海天气预报。

北部区域范围:赤道到12°S,90°E到142°E围成的区域(隶属第11气象区域)及12°S向南到澳大利亚北海岸,125°E到142°E围成的区域(隶属第10气象区域)。

由澳大利亚达尔文气象局发布。

这则气象报的预报时效为24 h,预报起始时间为2005年9月25日23时00分(协调世界时)。

请注意:

阵风可能要比这里给出的平均风速强40%,最大浪高可能达到这里给出的浪高的2倍。

第一部分:警告

无。

第二部分:天气形势摘要

25日18时00分(协调世界时)

低压槽从位于 5°S,98°E 附近的 1 008 hPa 的低压中心起经 1°S,125°E ,延伸至 1°S,142°E。

第三部分:海区天气预报

5°S 以北:

轻浪。东到东南风,风速 10 ~ 15 kn,在苏门答腊的西部转西南或西北风,风速 10 ~ 15 kn。有局部雷阵雨。

5°S 以南:

轻到中浪。120°E 以西的印度洋有中涌,浪向东南。东北风或东南风,风速 10 ~ 20 kn,在帝汶岛南部海域,风速变为 10 kn,且变化不定。在 105°E 以西有局部雷阵雨。

达尔文气象局。

9. 澳大利亚达尔文气象台发布的热带气旋警告

英文(In English)

GALE WARNING

ISSUED BY BUREAU OF METEOROLOGY DARWIN FOR THE SOUTH OF EQUATOR OF NAVAREA XI AT 12260200Z (1992).

AT 12260000Z, TROPICAL CYCLONE NINA CENTRAL PRESSURE 985 HPA WAS CENTRED NEAR 14.4 SOUTH 142.4 EAST OVERLAND ABOUT 55 NM SOUTH-WEST OF COEN ON CAPE YORK PENINSULA. AND MOVING ESE AT ABOUT 03 KNOTS. WINDS 35 TO 45 KNOTS WITH VERY ROUGH SEAS AND A MODERATE SWELL WITHIN 60NM OF THE CENTRE.

FORCAST POSITION 14.6 SOUTH 143.5 EAST OVER LAND AT 12261200Z. CENTRAL PRESSURE 985 HPA. WINDS TO 45 KNOTS NEAR CENTRE.

SHIPS IN THE CENTRAL AREA PLEASE TRANSMIT THREE HOUSLY WEATHER REPORT.

ENDS.

中文(In Chinese)

大风警告

由达尔文气象局 1992 年 12 月 26 日 02 时(世界时)发布的,适用于第 11 航行警告区(即第 11 气象区域)的赤道以南地区。

12 月 26 日 00 时(世界时):热带气旋尼娜,中心气压为 985 hPa;中心位于 14.4°S,142.4°E 附近的陆地上空,大约在约克角半岛科恩西南 55 海里处;正向东南偏东方向移动,移速 3 kn;在离中心 60 n mile 的范围内风速为 35 ~ 45 kn,有巨浪和中涌。

预计 12 月 26 日 12 时(世界时)(热带气旋)将位于 14.6°S,143.5°E 的陆地上空。中心气压 985 hPa,近中心风速 45 kn。

要求位于热带气旋中心区域的船舶每 3 小时发送一次天气报告。

五、气象报告的应用

通过仔细阅读气象报告,应达到以下要求:

1. 对目前的天气形势和天气状况有所了解:目前船舶所在海域受哪一天气系统的哪个部位控制;目前船舶遇到的天气是该系统控制下的一般天气还是包括地方性特殊天气;该系统的

移动和强度变化趋势。

2. 对未来的天气形势和天气状况有所了解，并在此基础上预测在未来 24 h 内，船位将处在哪一系统的哪个部位控制之下，在该系统的控制下将出现什么样的天气和海况。

复习思考题

1. 船舶常用的气象传真图有哪几种？

2. 识读下列气象传真图图题：

1) ASAS 2) AUAS70 3) FSAS 4) FUAS504 5) AWPN

6) FWPN 7) STPN 8) ASXT 9) WTAS07 10) AUAS50

3. JMH 台地面分析图上有哪些内容？TD, TS, STS, T, [GW], [SW], [TW] 这些缩写的含义是什么？

4. 说明下述地面传真图上英文注解的含义。

1) T9728 PAKA(9728)

925 hPa

16.4N 136.5E PSN GOOD

WEST 08KT

MAX WINDS 96 KT NEAR CENTER

OVER 50KT WITHIN 130NM

OVER 30KT WITHIN 400NM N - SEMICIRCLE

300NM ELSEWHERE

2) DEVELOPING LOW

988 hPa

39N 160E

ENE 20 KT

WINDS 30 TO 50 KT

WITHIN 600 MILES OF LOW

5. 简述 JMH 台 FSAS 图的时效、预报范围、主要内容和制作手段。

6. 简述 JMH 台发布的 WTAS 图(台风警报)上实线圆和虚线圆的具体含义。

7. 简述美国地面传真图上的主要内容、各种符号和英文缩写的含义。

8. 在美国地面传真图上各是用什么符号表示不同等级的热带气旋的？

9. 美国热带气旋警报图上的阴影区表示什么？

10. 美国 500 hPa 高空图上的粗实线表示什么？

11. 简述全球气象卫星监测系统概况。

12. 可见光云图与红外云图有何区别？

13. 在可见光云图上怎样通过黑白亮度层次来区分云和地面？

14. 说明卫星云图上识别云的六个依据。

15. 在卫星云图上怎样识别锋面云系、台风云系和确定副高的范围？

16. 世界气象组织(WMO)将全球海洋划分成多少个气象责任区域(METAREA)? 我国处于第几气象区域? 该区域的公海天气预报由谁负责发布?

17. 我国海岸电台有哪些? 简述它们各自的预报海区。

18. 简述船舶接收气象报告的途径。

19. 海上气象报告一般包括哪几部分? 说明各部分的具体内容和读报注意事项。

20. 阅读气象报告之后应明确哪两个问题?

21. 英文公报中常用的几种能见度等级标准(a)vis poor (b) vis moderate (c) vis excellent 分别表示海面能见距离是多少?

22. 译读下列气象报告。

WARNING AND SUMMARY 101800.

WARNING VALID 111800.

WARNING IS UPDATED EVERY 6 HOURS.

GALE WARNING.

DEVELOPED LOW 982 HPA AT 53N 179W SEA AROUND ALEUTIANS MOVING NORTHEAST 20 KNOTS. OCCLUDED FRONT FROM 58N 176W TO 54N 170W. WARM FRONT FROM 54N 170W TO 52N 166W 49N 164W. COLD FRONT FROM 54N 170W TO 45N 173W 39N 180E 37N 175E. WINDS 30 TO 35 KNOTS WITHIN 600 MILES OF LOW SOUTH SEMICIRCLE AND 400 MILES ELSEWHERE.

GALE WARNING.

DEVELOPING LOW 998 HPA AT 54N 142E SEA OF OKHOTSK MOVING EASTNORTHEAST 15 KNOTS. WARM FRONT FROM 54N 142E TO 53N 147E 52N 150E. COLD FRONT FROM 54N 142E TO 49N 140E 46N 136E 45N 132E. EXPECTED WINDS 30 TO 35 KNOTS WITHIN 400 MILES OF LOW NORTH SEMICIRCLE AND 200 MILES ELSEWHERE FOR NEXT 12 HOURS.

WARNING.

DENSE FOG OBSERVED LOCALLY OVER SEA OF OKHOTSK NORTHERN PART OF SEA OF JAPAN MIDDLE OF SEA OF JAPAN.

WARNING.

DENSE FOG OBSERVED LOCALLY OVER WATERS BOUNDED BY 36N 141E 41N 141E 46N 150E 51N 157E 60N 164E 60N 180E 38N 180E 40N 165E 40N 155E 40N 147E 36N 141E.

SUMMARY.

LOW PRESSURE AREA 1004 HPA NEAR 14N 116E ALMOST STATIONARY. HIGH 1018 HPA AT 41N 126E EAST 15 KT. HIGH 1024 HPA AT 42N 158E EAST 20 KT. STATIONARY FRONT FROM 33N 126E TO 37N 132E 38N 138E 41N 144E 39N 148E.

REMARKS.

TYPHOON 0515 KHANUN (0515) 945 HPA AT 26. 1N 123. 5E;SEE TROPICAL CYCLONE WARNING.

JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY. =

第十章　海浪、海流和海冰

对航海者来说，要想达到安全经济地航行，除必须了解海洋气象的知识以外，还必须了解海洋的水文状况，特别是对船舶运动影响较大的海浪、海流和海冰的有关知识。

第一节　海　浪

海浪(Sea Wave)是影响船舶运动的首要航海环境因素。在大风浪中航行会造成船舶失速，船体受巨浪冲击受损，严重时会造成船体断裂、船舶倾覆等危险。因此，掌握海浪的有关知识，对航海者来说是至关重要的。

一、海浪要素

海浪是发生在海洋中的周期性波动现象，又称波浪。为讨论方便，我们先来定义几个名词，叫海浪要素。图10-1为海浪发生时海面的理想化轮廓。波面的最高点称为波峰；波面的最低点称为波谷；相邻的波峰与波谷的垂直距离称为波高(H)；相邻的两个波峰(或波谷)间的水平距离称为波长(λ)；波形的传播速度，即波峰(或波谷)在单位时间内的水平位移称为波速(c)；相邻的波峰(或波谷)相继通过一固定点所需的时间称为周期(T)；波高与波长之比称为波陡(δ)；沿垂直于波浪传播方向通过波峰的线称为波峰线；垂直于波峰线的线称为波向线。

根据定义，波长、波速、周期三者间有如下关系：

$$\lambda = cT \tag{10-1}$$

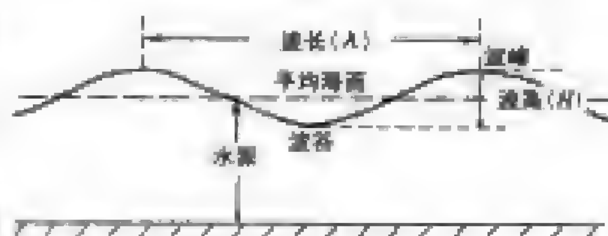


图10-1　波浪要素

二、海浪运动机理

人们在观察波浪运动时，似乎认为水质点是沿着波浪的传播方向在运动着。实际上，波浪运动时，仅其波形前进，水质点只是原地踏步。

理论上可以证明：深水波中海面水质点的轨迹是以波高为直径的圆，在海面以下其直径以指数形式迅速减少(如图10-2所示)。当水质点运动到最高位置(即波峰到达)时，其运动方向与波向一致。当水质点运动到最低位置(即波谷到达)时，其运动方向与波向相反。当波面上每个水质点在自己的平衡位置附近完成一次圆周运动时，整个波形就向前传播了一个波长的距离。相邻水质点落后的相角越小，波长越长；反之，相邻水质点落后的相角越大，波长越短。

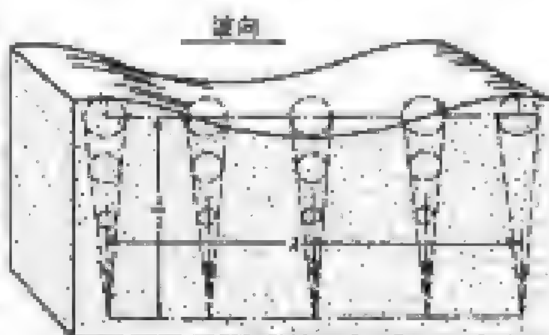


图10-2　深水波水质点的运动轨迹

浅水波中水质点的运动轨迹为椭圆。其长轴与短轴都随着与海面距离的增加而减小，但长轴减小慢，短轴减小快，在海底短轴为零。

三、海洋波浪的分类

海洋波浪分类方法较多。若按成因分类，则可将海洋波浪分为：风浪、涌浪、近岸波（又称近岸浪、拍岸浪）、风暴潮（又称气象海啸、风暴海啸）、海啸（又称地震海啸）、潮汐波、气压波、内波；按波长和水深的关系，可将波浪分为深水波（波长远小于水深的波，深水波的波长不超过水深的 4 倍）和浅水波（波长远大于水深的波，浅水波的波长至少是水深的 20 倍）。海洋波浪的其他分类方法，这里不一一列举。人们习惯上将风浪、涌浪以及由它们形成的近岸浪统称为海浪。

四、风浪、涌浪、近岸浪

1. 风浪

1）风浪的定义和特点

风浪是风直接作用于水面引起的，而且直到观测时还处在风力作用下的波浪。其特点是波峰较尖，波长较短，背风面比迎风面陡，波向与风向一致，而且常有浪花出现。

2）风浪的成长与风力、风区和风时的关系

很早以来，人们就有“风大浪亦大”的经验。在海浪预报方法出现和应用之前，人们就根据风速的大小来估计风浪的大小的。但实际上有时风大不一定浪大。如同样的风速，在范围较小的水池内不可能吹起像广阔海洋上那样的大浪。再如风力很大的风吹刮在广阔的海洋上，如果吹刮时间较短的话，亦不可能吹起很大的浪。观测表明，风浪的大小除了与风力的大小有关外，还与风区和风时有密切的关系。此外，它还受到海水深度及海域特征等其他因素的影响。所谓风区是指风向和风速近似一致的风所吹刮的距离。风区越长，浪在风区内移行得越远，风浪就越发展。在离岸风的作用下，海岸附近产生的波浪较小，是风浪的发展受风区限制的典型例子。所谓风时是指近似一致的风向和风速连续作用于风区的时间。很显然，风作用于海面的时间越久，海水所获得的动能越大，风浪也就越大。

3）风浪的充分成长

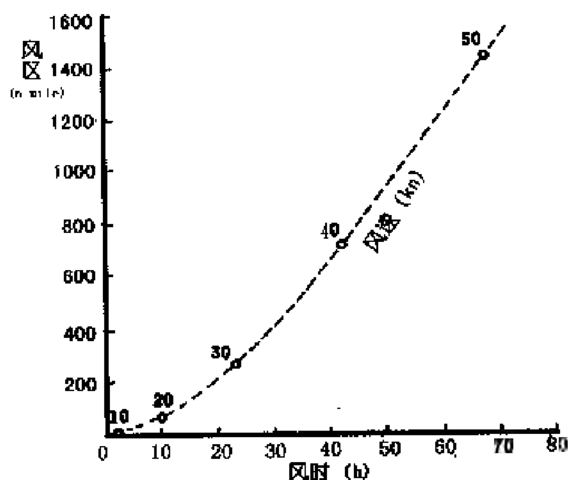


图 10-3　不同风速时形成充分成长的风浪所需要的最小风区和风时

以上分析表明，风力越大，风区越长，风时越久，风浪就越发展。但风浪的发展不是无限制的，当波陡接近 1/7 时，波浪开始破碎，波高停止发展。这是因为风传递给风浪的能量，除用于增大波高外，还有相当一部分能量消耗于涡动引起的摩擦上。当风浪能量的收支达到平衡时，风浪就不再继续增长，而达到极限状态，这种状态的风浪称为充分成长的风浪。在风速一定时，风浪充分成长需要一定的临界风时和风区。三者的关系如图 10-3 所示。由图 10-3 可见，风速越大，风浪充分成长所需要的最小风时和最小风区也越大。例如当风速为 20 kn 时，最小风区 75 n mile，最小风时为 10 h；当风速为 30 kn 时，最小风区和最小风时分别增加到 280 n mile 和 23 h。

4）浅水中风浪的成长

在风速、风时、风区相同时，浅水区中风浪的波高要比深水区中的要小。浅水区中风浪充分成长所需的时间也要比深水区中短。这是因为风浪成长至足够的浪高后，水底摩擦将引起

能量消耗，从而影响风浪的继续成长。

2. 涌浪

1）涌浪的定义和特点

涌是当风已平息、减弱或改变方向后所遗留下来的波浪，或者从观测海区外传播到当地的波浪。其特点是波形圆滑，波峰线较长，波向明显，波长较长，波速较大，波向与风向常不一致。

2）涌浪的传播特征

涌浪在传播过程中，随着传播距离的增加，波高不断减小。导致涌浪衰减的原因有两个：一是涡动黏滞性引起的能量消耗，即风浪离开风区后不再得到能量，但在传播过程中受到海水的涡动黏滞摩擦、空气阻力等影响，本身能量不断消耗，从而使波高减小；二是散射作用，风浪离开风区后，向较宽阔的水域散开，能量散布于较大的水域。涌的这种消衰是有选择性的，波长长的涌浪波高衰减慢，波长短的涌浪波高衰减快。涌浪在波高衰减的同时，其周期和波长都在逐渐加大，所以，随着传播距离的加大，波长较长、周期较大的波越来越显著，因此涌浪又有长浪之称。

3. 近岸浪

风浪或涌浪传至浅水或近岸区域后，因受海底地形的影响，其波向、波长、波高等将会发生一系列变化，这些变形的波浪统称为近岸浪。

1）波向折射和绕射

当波浪传至近岸区域时，由于水深变浅，波速变慢，波向就会不断发生折射，折射的结果是使波峰线越来越趋于与等深线平行（如图 10-4 所示）。因此，外海传来的波浪，当它接近海岸时，通常波峰线总是与海岸平行。



图 10-4　波向的折射

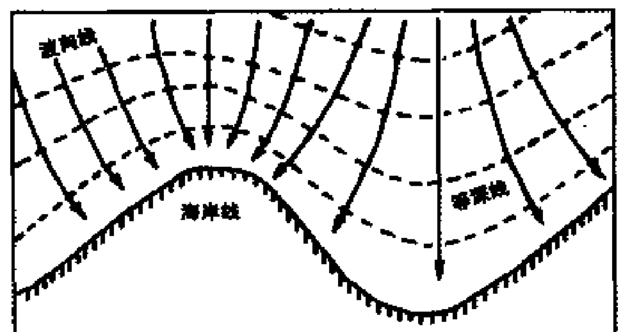


图 10-5　波向的辐合、辐散

当海岸线有曲折时，在凸出处出现波向辐合，此处波高变大，波浪的冲击力很强；凹进处出现波向辐散，此处波高变小，波浪的冲击力较小（如图 10-5 所示）。因此，岬角受到海浪冲击和破坏较大，而海湾内风浪较小，适合船舶避风。

海浪可以绕过障碍进入被岛屿、海岬或防波堤等遮蔽的水域。绕射进入防波堤后，波高要减低。

2）波高增大，波长变短

当波浪由深水传至浅水时，能量集中在越来越薄的水层内，于是波高增大，波长变短，波浪就会变得不稳定并发生破碎。

3）波浪卷倒和破碎

在浅水区，当波高接近水深时，波谷处的水质点受海底摩擦的影响，其速度比波峰处水质

点的速度要慢些，使波前不断变陡，当波前几乎成垂直时，就造成波浪卷倒和破碎。这种现象如发生在海中的暗礁或浅滩时，称为破浪。如果发生在海岸附近，这种卷倒和破碎的波浪以奔腾之势冲向海岸，则称拍岸浪。航行船舶应注意由于海底地形引起的这种波浪变形效应，以防止触礁或搁浅。

五、风暴潮、海啸、内波

1. 风暴潮

风暴潮（Storm Surge）是由于剧烈的大气运动如强风和气压骤变而引起的海面异常升高现象，又名风暴海啸、气象海啸，俗称"风潮"。在浅水区，作用于水面的风对诱发风暴潮的作用一般大于气压变化的作用。在大洋中风暴的气压变化是诱发风暴潮的主要气象强迫力。

风暴潮通常分两类：一类是由温带气旋引起的温带风暴潮，其特点是增水过程比较平缓，增水高度相对较低；另一类是由台风引起的台风风暴潮，其特点是来势猛、速度快、强度大、破坏力大。温带风暴潮，多发生于春秋季节，夏季也时有发生。主要发生在中纬度沿海地区，以欧洲北海沿岸、美国东海岸以及我国北方海区沿岸为多。台风风暴潮，多见于夏秋季节。凡是有台风影响的海洋国家、沿海地区均有台风风暴潮发生。我国一直是世界上遭受风暴潮灾害最严重的国家之一。我国风暴潮多发区有莱州湾、渤海湾、长江口至闽江口、汕头至珠江口、雷州湾和海南岛东北角一带。其中汕头至珠江口和莱州湾是严重多发区。

当风暴潮波峰与天文潮的高潮重合会使潮位异常升高，叠加在潮水之上的狂风巨浪冲击海堤江堤，吞噬码头、工厂、城市和乡村，使物资不得转移，人畜不得逃生，从而酿成巨大灾难；而当风暴潮波谷与某地天文潮低潮相重合时，就会严重影响船舶航行，甚至使巨轮搁浅。风暴潮甚至会使潮时推后或提前。尽管这种现象不常发生，但危害极大。

2. 海啸

海啸（Tsunami）是由海底地震、火山爆发、沿海山崩或滑坡等引起的能量极大的巨浪，又称地震波。

海啸波的波长很长，可达几百公里，波速很大，每小时可以传播几百甚至上千公里，周期 15 ~ 60 min，其波高在外海不显著，对于大洋中的船舶来说，影响不大。当传到近海时，由于水深变浅，波高陡然增高（如图 10-6 所示），可达十余米，甚至几十米，就像一堵高大的水墙冲向海岸，横扫一切建筑和生物。2004 年 12 月 26 日印尼苏门答腊岛附近海域发生的里氏 8.7 级的强烈地震及其引发的印度洋大海啸，造成约 30 万人死亡和天文数字的经济损失，震惊了全世界。

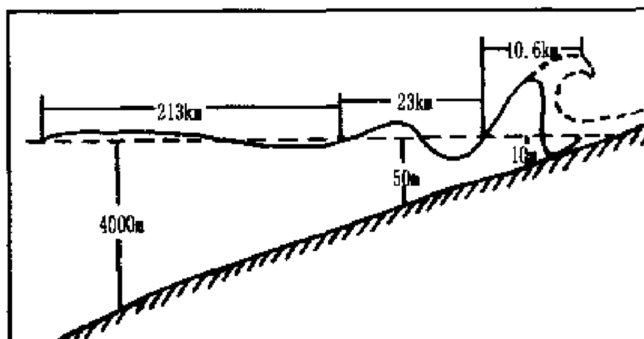


图 10-6　海啸波移至浅水区波幅激增示意图

值得指出的是，不是所有海底地震都能产生海啸。据研究，只有震级在 6 级以上，震源深度不足 4 km 时，才能产生海啸；灾害性的海啸，震级在 7 ~ 8 级。此外，在震源上方航行的船舶，由于海水上下震动（纵波），船舶会有触礁感觉，称为海震。

全球各大洋都有海啸发生，以太平洋最多，占 90%。在太平洋地区，日本是海啸发生最频繁、最严重的国家，阿拉斯加、堪察加—千岛群岛、新几内亚—所罗门群岛、美国西海岸、中美洲西海岸也都有多次破坏性海啸发生，而中国沿海由于受一系列的岛弧保护，海啸灾害发生频率

较低。

3. 内波

内波(Internal Wave)是指密度有显著差异的两个水层界面上产生的波动。内波在各种深度的海洋中都可产生,其波高比表面波大10多倍,能达到几十米,甚至近百米。船舶遇到内波时经常会出现以下两种情况:一是共振,当船舶的固有周期与前进内波周期重合时,便出现这种现象,使船舶摇摆增大;二是"死水",船舶运动时带动了上部密度较小的水层,使整个水层在下部密度较大的水层上面滑动,从而形成了内波,船舶的运动能量就消耗在这种内波的形成上,船舶虽然开足了马力,却几乎是原地不动,船员称这样的海面为"死水"。为有效地克服共振和"死水"现象,船舶应改变航向,必要时还可改变船舶的航行速度。

六、流波效应和水气温差对波浪的影响

1. 流波效应

理论和实践都证明,海流对波浪有显著影响,称为流波效应。如果浪向和流向成一定的夹角,则波浪通过海流后不仅波高和波长发生变化,而且波浪的传播方向也发生改变。据统计,当海流速度为2~3 kn、风速为10~15 m/s时,波浪和海流相向或接近于相向的情况下,其波高比无流时大20%~30%,并产生部分波浪破碎或全部破碎。例如,冬季季风影响黑潮流域时,由于海浪和海流接近于反向,易使波高增大,波向不稳定。航行船舶应注意这种流波效应。当波浪与海流同向时,波长增大,波高减少;当流速与波速比较可以忽略不计时,可不必考虑流的影响。

2. 水—气温差

许多研究表明,在风速相同的条件下,气温低于水温时的波高比水温与气温相等时的波高要高。据统计,严冬季节,气温比水温每低1℃,波高平均以5%的比率增高。因此,当有寒潮时,水—气温差加大,可以预想海面状况容易恶化。

七、波高的表示方法和波高的简易计算

1. 波高的表示方法

海面的波高极不规则,为了波浪预报、资料统计等的方便,常常使用统计波高。常用的统计波高有如下几种。

平均波高:海面上所有波的波高平均值,用$\overline{H}$表示。

部分大波的平均波高:利用仪器观测一系列波浪,将其波高由大到小排列,则前面那部分大波的平均波高,称为部分大波的平均波高。如前面1/3最大波高的平均值,称为1/3大波的平均波高,以符号$H_{1/3}$表示。同样,可以定义出$H_{1/10}$、$H_{1/100}$、$H_{1/1000}$等统计波高。通常将$H_{1/3}$称为有效波高,其大小和海面上实际出现的显著大波的平均波高相近,因此也可将有效波高称为显著波高。研究表明,一个有经验的海员直接目测的波高与计算得到的有效波高相当一致。因此,$H_{1/3}$是常用的一种统计波高。

这些部分大波的平均波高能反映出海浪的显著部分或特别显著部分的状态。设有效波高$H_{1/3}$为一个单位,则其他几种统计波高与$H_{1/3}$的比值见表10-1。

表10-1 其他统计波高与$H_{1/3}$的比值

统计波高	$\overline{H}$	$H_{1/3}$	$H_{1/10}$	$H_{1/100}$	$H_{1/1000}$
比 值	0.63	1.00	1.27	1.61	1.94

由上述关系可见，有效波高大于平均波高；在100个连续波中有一个波的波高超过$H_{1/3}$的1.5倍稍多；在1 000个连续波中就将出现一个波高约两倍于有效波高的大波。目前国内外波浪预报图上等波高线的数值为有效波高，因此，船舶在使用波浪预报图时需要注意上述情况。

2. 波高的简易计算

目前世界各国专门机构通过传真广播定时向船舶发布波浪预报图，船舶可通过接收传真波浪预报图来了解海洋上未来波浪的分布状况。但在没有传真天气图的情况下，船舶可以根据波浪预报经验公式和图解法来计算波高。

1）波浪预报经验公式

（1）风浪波高的计算

在大洋中，对于充分成长的风浪，可用下列经验公式求出有效波高：

$$H = 0.012\,4 v_0^2 \tag{10-2}$$

式中：v_0为海面风速，单位为m/s；H为波高，单位为m。

（2）涌浪高的计算

涌浪在传播过程中，随着传播距离的增加，周期不断增大，波高逐渐降低。根据观测资料，在生成区300 n mile之内，涌浪高衰减不明显，在生成区300 n mile之外时，涌浪高H_s的变化有如下规律：

$$H_s = H_{s0}(300/L)^{1/2} \tag{10-3}$$

式中：H_{s0}为在生成区内涌浪高度，单位为m；L为预报点与涌浪生成区的距离，单位为n mile；$(300/L)^{1/2}$为衰减系数（见表10-2）。利用式（10-3）和表10-2可以求出涌浪传播L距离后的涌高。

表10-2　涌浪衰减系数

L(n mile)	$(300/L)^{1/2}$
400	0.87
500	0.77
600	0.70
700	0.65
800	0.61
1 000	0.55
1 200	0.50
1 500	0.45

2）图解法

图10-7是用来求有效波高的查算图。图中纵坐标为风速，横坐标为风区，断线为风时，抛物线为波高。若已知风速、风时和风区，即可从图上查出相应的波高。例如，当预报风速为28 kn、风区为300 n mile、风时为24 h时，在图上可查出充分成长的波高约为4.05 m。若风时增加到27.5 h时，则有效波高为4.2 m，达到该风区下的最大波高。以后再增加风时，但有效波高不再变化。

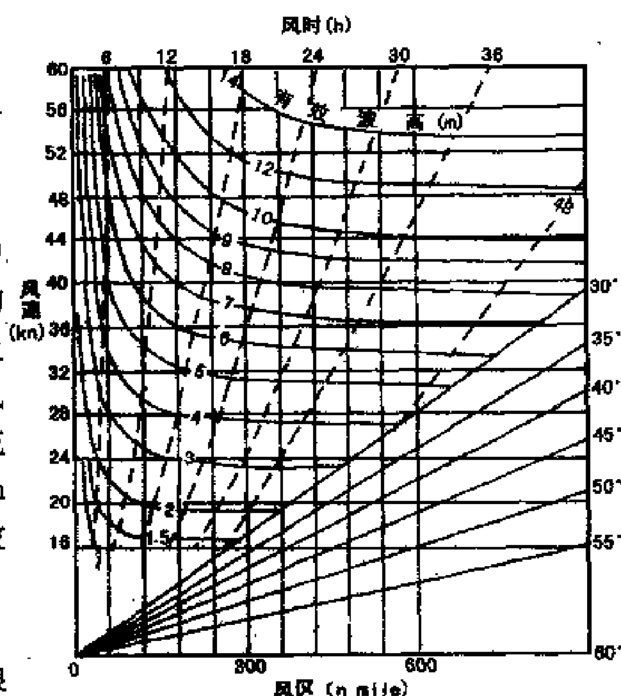


图10-7　有效波高查算图

八、传真海洋波浪图

海洋波浪图包括波浪分析（AWPN）图和波浪预报（FWPN）图两种。

1. 波浪分析图

波浪分析图是根据船舶和海洋站的水文气象观测资料绘制的。图10-8是日本东京JMH台发布的西北太平洋波浪分析图。图上有等波高线（单位为m，相邻等波高线间隔为1 m）、主

波向(几列波并存时波高最大者的方向)、乱波区,高压、低压、热带气旋中心位置和强度、锋线位置,船舶和海洋站实测的水文气象要素,包括风向、风速、风浪和涌浪的波向、波高和周期等。波浪分析图上各符号的含义见图10-9。

绘制等波高线的依据是风浪高(H_w)和涌浪高(H_s)的合成波高(H_E):

$$H_E = (H_w^2 + H_S^2)^{1/2} \tag{10-4}$$

式中:H_w 和 H_S 分别为测站目测得到的平均显著波高。

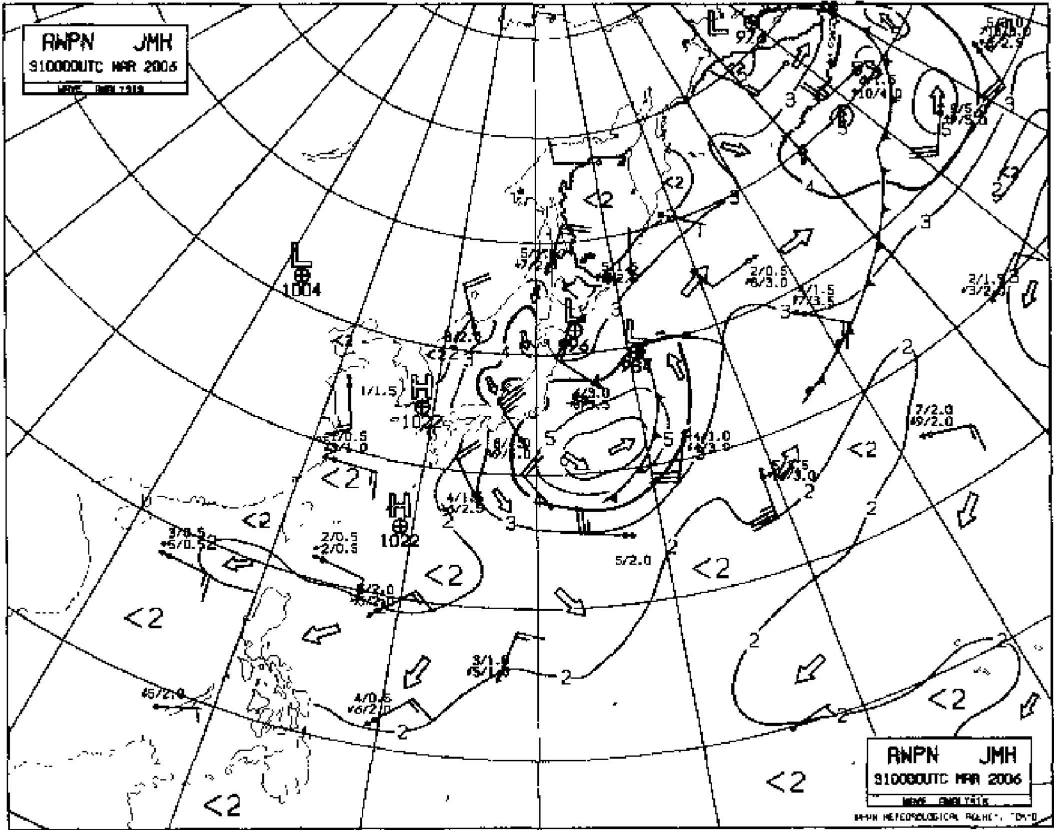


图10-8 波浪分析图

2. 波浪预报图

波浪预报图是根据观测的海浪实况、天气形势预报和气象要素预报制作的。图10-10是日本东京JMH台发布的西北太平洋24 h波浪预报图。图中绘有未来24 h高、低压中心的位置和强度、锋面位置、等波高线、主波向及预报的主波向、波高、周期等。波浪预报图上的等波高线的数值为有效波高($H_{1/3}$),它是基于波谱分析等海洋学理论经过复杂计算得出的。波浪预报图上各符号的含义如图10-9所示。

九、世界海洋风浪概况

图10-11和图10-12分别为世界各大洋冬夏两季大风和大浪频率分布图。由图10-11和图10-12可以看出各大洋的风浪分布概况。

1. 太平洋和大西洋

在北太平洋和北大西洋的洋面上,冬季,由于阿留申低压和冰岛低压强烈发展,加上锋面气旋活动频繁,大风、大浪的分布范围广、出现频率高。在30°N以北海域≥7级的大风频率达10%~20%,浪高≥3.5 m的大浪频率达20%~30%。北大西洋上的大风浪频率相对北太平洋要高,格陵兰、纽芬兰及北欧沿岸的海域,冬季大浪频率高达50%~60%。低纬度洋面上风

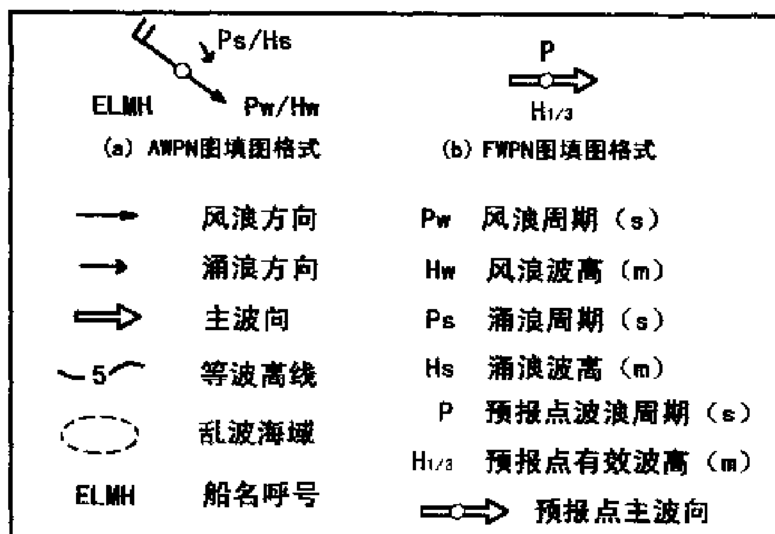


图 10-9　波浪图的填图格式及符号说明

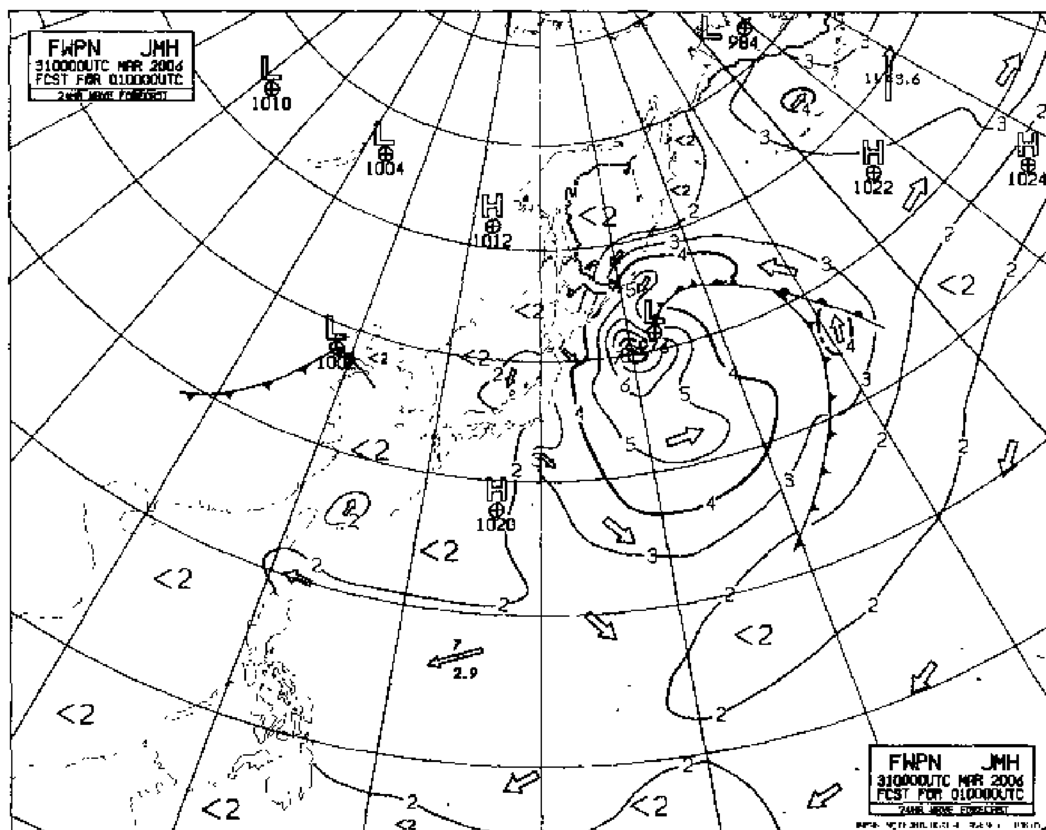


图 10-10　波浪预报图

浪较小，海面较平静。

夏季（除热带气旋活动外），北太平洋和北大西洋上除格陵兰和冰岛南部海域有大风大浪外，其他海域风浪较小，是全年风浪最弱的季节。

在南太平洋和南大西洋低纬洋面上，常年盛吹 3～4 级的东南信风，风浪较小。30°S 以南的中高纬度洋面上，全年各月风浪都较大，且冬季大风浪频率和范围比夏季还要大。这里因终年盛行狂风恶浪，有“咆哮西风带”之称。

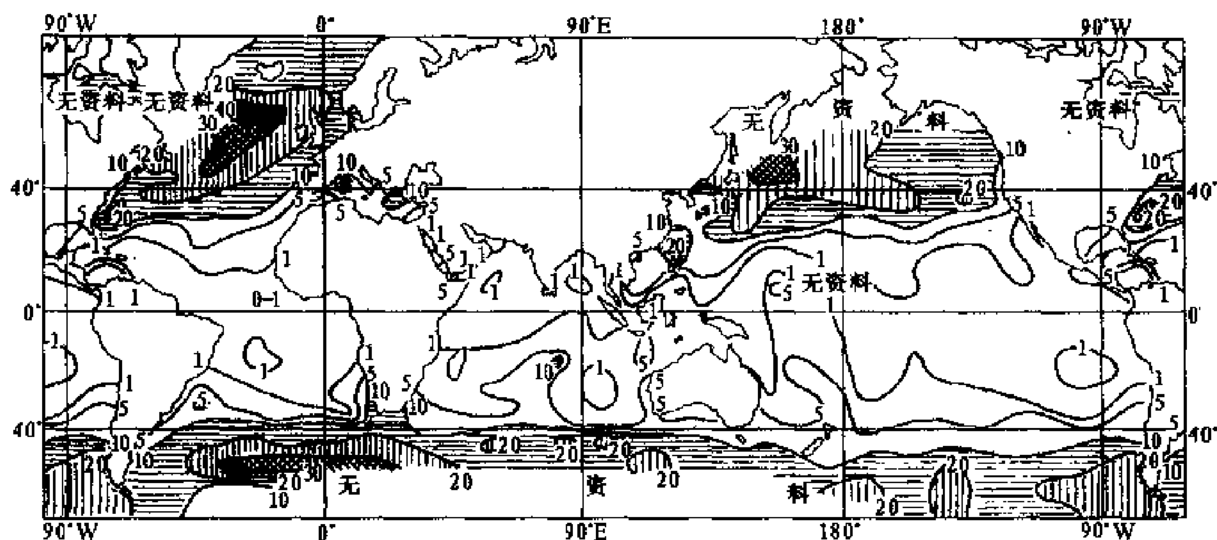


图 10-11(a) 1 月大风(≥7 级)的百分率

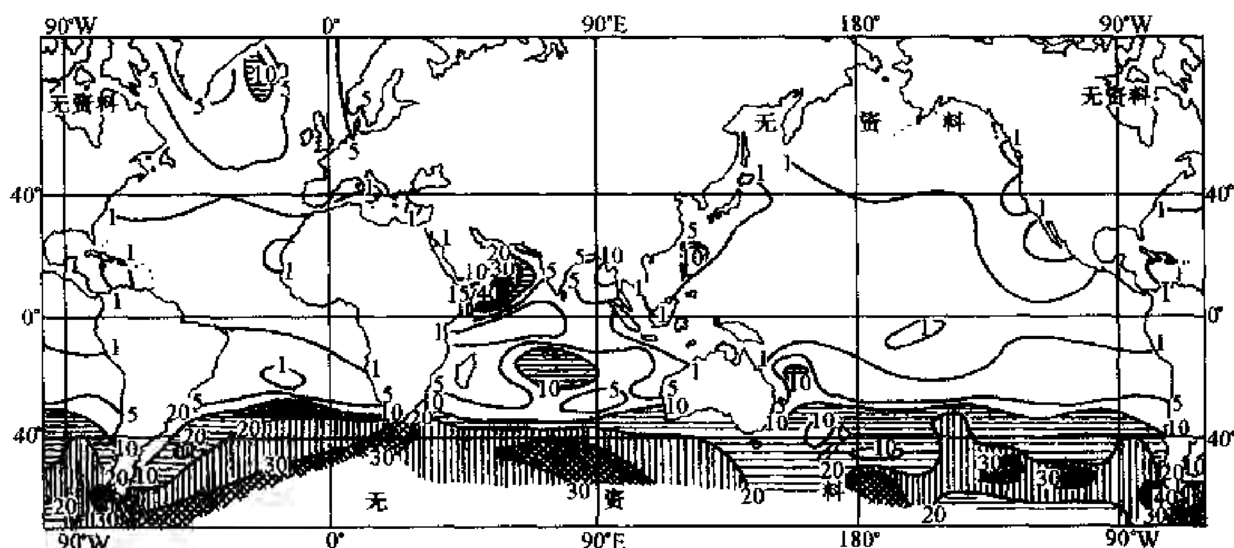


图 10-11(b) 7 月大风(≥7 级)的百分率

2. 印度洋

北印度洋上的风浪情况与太平洋、大西洋不同。印度洋北部,由于夏季盛行强劲的西南季风,风浪特别大。在阿拉伯海西部大浪频率高达 74%,是世界各大洋中大浪频率最高的海区。

冬季,印度洋北部为弱的东北季风控制,所以海面较平静。

南印度洋 30°S 以南中高纬海域处于咆哮西风带,终年盛行强劲的西风。冬季大风大浪向北可延伸至 10°S 附近海域,夏季向南略有收缩,延伸至 20°S 附近海域。

综上所述,世界大洋上主要的狂风恶浪海域有:冬季北太平洋和北大西洋的中高纬度海域(30°N ~60°N)、夏季的北印度洋、南半球的咆哮西风带(全年)。此外,处于咆哮西风带中的好望角附近海域,因地形影响(岬角效应) 风浪特别大。还有法国西部的比斯开湾海域,因湾口向西对着西风带,盛行西风在大洋上吹刮形成的波浪传入海湾,由于地形、水深变浅及湾中海流的影响,致使风浪特别显著。在此海域常可遇到波高 10 m 以上的巨浪。

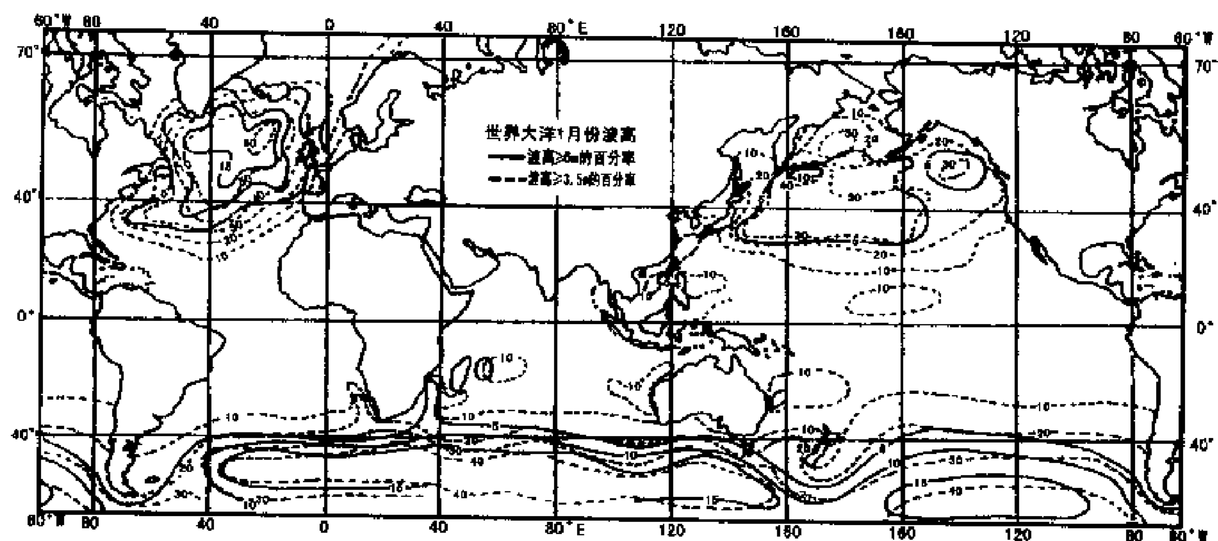


图 10-12(a)　1 月波高≥6 m 和波高≥3.5 m 的百分率

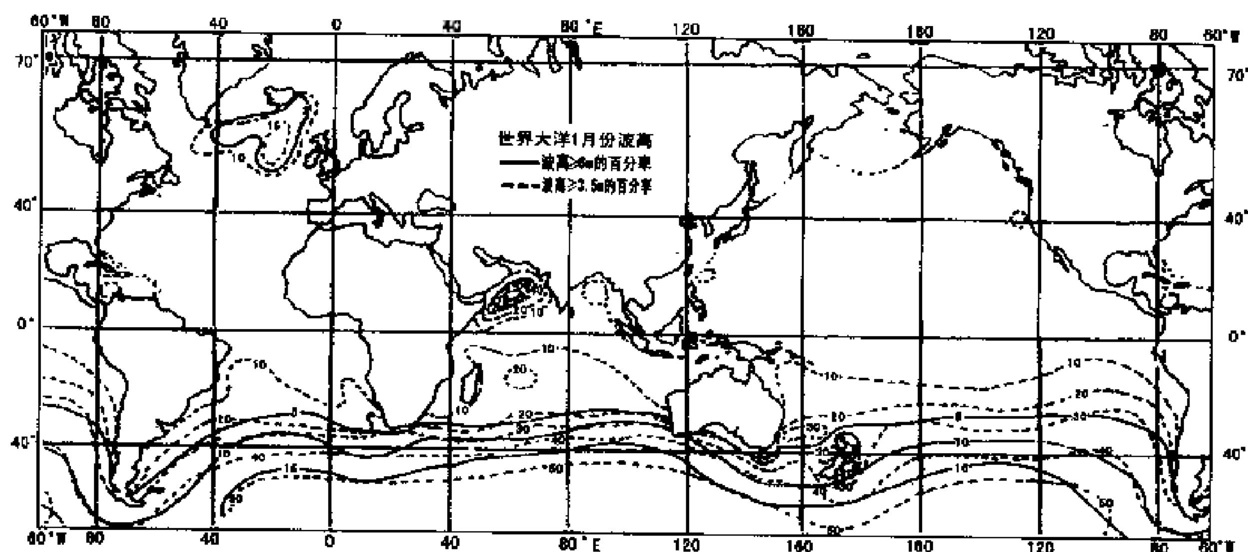


图 10-12(b)　7 月波高≥6 m 和波高≥3.5 m 的百分率

3. 中国近海

我国位于世界最大的大陆——亚欧大陆的东南部，濒临世界最大的海洋——太平洋，海陆分布对我国气候的影响强烈，使我国的气候具有明显的季风气候特点。每年 9～10 月至次年 3～4 月间，干冷的冬季季风从西伯利亚和蒙古高原南下，向南方逐渐减弱，造成我国冬季寒冷干燥、南北温差大的特点，盛吹西北—东北季风，风向较稳定，风力较强。每年 4～9 月，由于受热带海洋气团的影响，普遍高温多雨，盛吹西南—东南季风，风力较弱，风向也不如冬季季风稳定。

风向：冬季，我国海区盛行偏北风，风力较强，自北向南风向有由西北向东北顺转之趋势，即渤海、黄海多西北风和北风，东海主要是偏北风和东北风，南海多东北风。夏季，我国沿海盛行偏南风，风力不如冬季强。渤海、黄海及东海北部为东南季风，东海南部及南海为西南季风。春秋季为季风过渡时期，盛行风不稳定，风向较紊乱。一般来说，由夏季风转为冬季风要比由冬季风转为夏季风来得快。

平均风力：秋末和冬季风力较大，达到全年最大值，南海沿岸平时一般风力较小。春季是渤海、黄海海区平均风力最大的季节，东海北部风力也较大，但次于冬季。夏季，沿海盛行风的风力比冬季小得多。在此季节内，热带气旋在中国沿海尤其在东海和南海北部活动频繁，热带气旋侵袭时风力很强。

年平均大风（风力≥8 级）日数：东海沿岸最多，黄海、渤海沿岸次之，南海沿岸最少。此外，台湾海峡大风较多。

中国近海的海浪主要受季风制约。冬季，长江口以北海域盛行偏北季风，渤海和黄海多西北浪和北向浪；东海和南海盛行东北季风，以东北浪居多；台湾海峡东北浪占优势，频率高达62%。在寒潮大风的影响下，渤海海峡北向浪最大波高达 8.0 m，山东半岛东部成山头一带最大波高 6.4 m，山东半岛南部沿海一般大浪较少，苏北和浙闽沿海的最大波高在 2.9～4.1 m，台湾海峡最大波高达 9.5 m，在广东沿海最大波高在 3.3 m 以下，西沙群岛附近最大波高为 4.4 m，南沙群岛附近最大波高可达 9.5 m。

从总的情况看，冬季山东半岛成山角附近，朝鲜济州岛以南海域，日本琉球岛西侧的海域，台湾海峡及台湾以东的近海海面，均属大浪区。

夏季，受东南季风和西南季风的影响，以偏南向浪为主，如渤海东南浪较大，黄海、东海以南向和东南向浪为主，南海多南向浪。夏季风浪较小，但是在有热带气旋活动时，可造成巨浪和强的涌浪。

春季，由于气旋和反气旋活动频繁，风向不稳定，浪向也多变，盛行浪向不明显。

从海区角度而言，东海和南海水域辽阔，风向稳定，有利于风浪的充分成长，风浪较大；黄海和渤海海浪的成长受到区域的限制，风浪较小；黄海南部，除风浪外，涌浪也较多；东海和南海也经常有涌浪出现。

第二节 海 流

海流对船舶运动有较大的影响，顺流增速，逆流减速，横流能使航迹发生漂移，在强流区其作用尤为显著。海流还能带动流冰，影响航行安全。此外，强大的海流对天气和气候也有显著影响。本节主要介绍表层海流。

一、海流的定义

海流（Ocean Current）是指海洋中大规模的海水以相对稳定的速度所做的定向流动。海流的方向指去向，常以 8 方位或度表示。如由西向东的流，其流向为 90°，称为东流。海流的强弱通常用海流的平均流速来表示。流速的单位常用 kn（节）和 n mile/d（海里/日）表示。海流的主轴是指海流流动方向上流速最大点的连线。海流的规模常用流幅来表示。流幅是指海流垂直于主轴的水平宽度和上下厚度，即海流主轴横断面上流速为零的那些点之间的水平距离和垂直距离。

二、海流的分类

按成因可把海流分为风海流、梯度流（地转流）、补偿流和潮流。按热力性质即海流本身的温度与它所流经海域的温度对比，可把海流分为冷流、暖流、中性流。通常由高纬流向低纬的海流为冷流；由低纬流向高纬的海流为暖流；沿东西方向流动的海流多属中性流。按海流的流向与海岸的相对关系可将其分为向岸流、离岸流和沿岸流。下面按成因分类来分别介绍各

类海流的特点。

1. 风海流

1）成因

风海流是海洋上最主要的海流。它是在海面风的作用下形成的，又称风流。当风向不变的风持续（6 h 以上）吹过海面时，会对海面产生切应力，在这个力的作用下，表层海水开始沿风的去向流动。流动一开始，海水便受到地转偏向力和下层海水对上层运动海水的黏滞作用。当切应力、地转偏向力和黏滞摩擦力达到平衡时，便形成稳定的海流。通常将由盛行风的长期吹刮而引起的、流向和流速相对稳定的海流称为定海流，而将由短时期内吹刮的风所引起的暂时性海流称为风生流。

2）表层风海流的流向与流速

（1）流向

根据埃克曼（Ekman）漂流理论，在无限深海中，由于地转偏向力的作用，表层风海流的流向在北半球偏于风的去向之右约 45°，在南半球，偏于风的去向之左约 45°。在浅海中，流向与海深、摩擦深度有关。当海深很小时，流向与风向几乎一致。

（2）流速

表层风海流流速与风速大小及所在纬度有关。其关系式为：

$$v_0 = \frac{0.0247W}{\sqrt{\sin\varphi}} \tag{10-5}$$

式中：v_0 为无限深海表层流速（以 kn 为单位）；W 为海面风速（以 m/s 为单位）；φ 为地理纬度。式（10-5）称为埃克曼风海流流速公式。

在浅海中，由于海底摩擦的影响，流速表达式很复杂，此处不作介绍。

3）风海流随深度的变化

图 10-13 为无限深海中风海流的方向和强度随深度的变化图。图中曲线为著名的埃克曼螺线（Ekman Spiral）。由图可见，流向随深度的增加，在北半球逐渐向右偏转（在南半球逐渐向左偏转）；流速随深度增加逐渐减小。到某一深度，流向与表层流向相反而流速仅为表层流速的 4.3%，这一深度称为摩擦深度。观测表明，风海流一般位于洋面以下 200～300 m的深度之内。

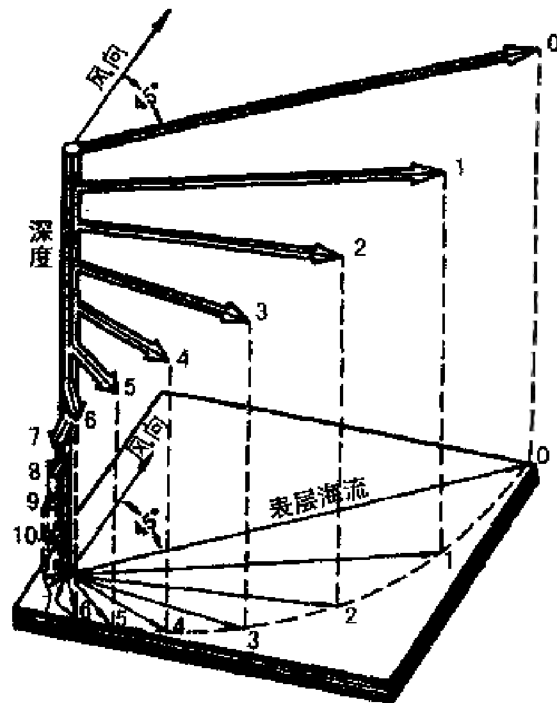


图 10-13 风海流随深度的变化

2. 梯度流

梯度流又称地转流，其形成类似于大气运动中的地转风。它是指当等压面发生倾斜时，海水的水平压强梯度力和水平地转偏向力达到平衡时形成的海流（如图 10-14 所示）。根据造成等压面发生倾斜的原因不同，它又可分为倾斜流和密度流两种。

倾斜流是指在不均匀的外压场作用下引起等压面倾斜而产生的海流。例如，海洋上大气压分布不均匀，大河入海的河口或迎风的海边，它

们引起海水的不均匀堆积,使海面(等压面)倾斜于水平面(等势面)面产生倾斜流。背倾斜流而立,在北半球,海流的右侧等压面高,左侧等压面低;在南半球则相反,左高右低。

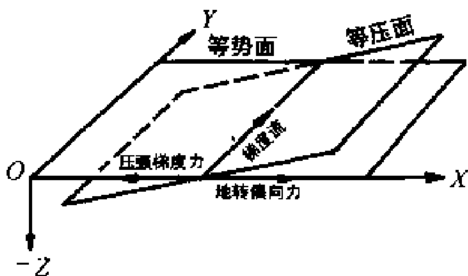


图 10-14 梯度流的形成

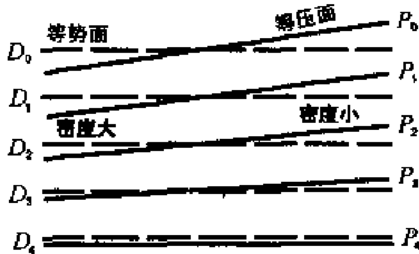


图 10-15 密度不均匀引起的等压面倾斜

密度流是由于海水密度分布不均匀引起等压面倾斜而产生的海流。当海水密度分布不均匀时,密度小的地方上下各等压面之间的距离大,密度大的地方上下各等压面之间的距离小,从而使等压面发生倾斜。由于海水密度的不均匀性随深度增加而减少,因此等压面的倾斜度上层大,下层小,到某一深度基本上不存在倾斜度了(如图 10-15 所示),因此密度流随深度的增加而减弱。背密度流而立,在北半球,密度小(高温)的水域位于海流流向的右侧;密度大(低温)的水域位于海流流向的左侧;南半球的分布情况与此相反。

3. 补偿流

海水的流动具有连续性,若某处的海水流失,则必有其他海区的海水流来补偿,这种流称为补偿流。补偿流有水平方向的,也有垂直方向的。垂直方向的补偿流又有上升流(涌升流)和下降流之分。在某些沿岸海区,由向岸风或离岸风造成的增、减水,是形成垂直补偿流的主要原因。因为海水温度一般随深度增加面降低,所以,在出现上升流的海区,表层海水温度常偏低。

4. 潮流

潮流是伴随潮汐而产生的水质点沿水平方向的周期性流动。在大洋中,潮流的量值极小,可以不考虑,而在近海,潮流的量值不可忽视。关于潮流的计算,请参阅《航海学》中有关章节。

三、大洋中海流的环流模式

大洋中的海流主要是受大气环流的影响,其分布与世界风带的分布有着密切的关系,二者的分布很相似。综合各大洋的海流状况,得出大洋海流的环流模式,如图 10-16。

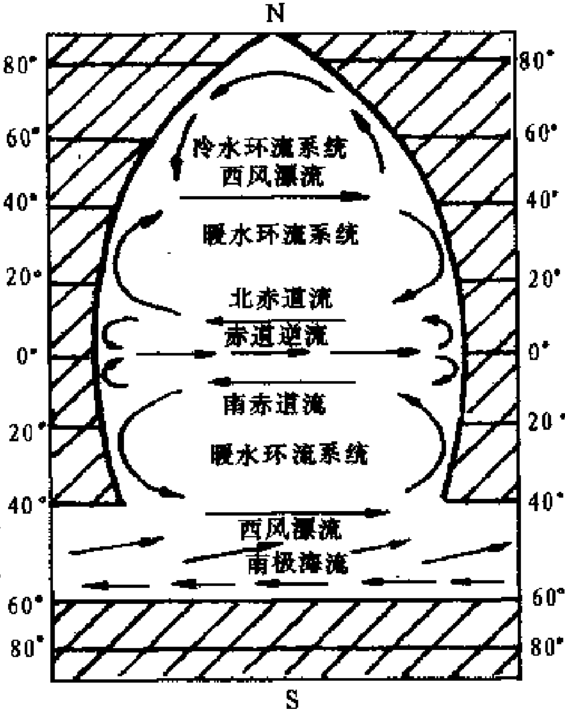


图 10-16 大洋环流模式

除北印度洋外,北太平洋、北大西洋、南太平洋、南大西洋和南印度洋的海流分布基本上与此模式类同。

由图 10-16 可见,在信风带中为自东向西的赤道海流;在西风带中为自西向东的西风漂流;在极地东风带中,海流是自东向西的,在南半球由于三大洋相接,此海流围绕南极,称南极

海流。东西流向的海流遇海岸受阻,分向南、向北两支流动,这样,就在北半球中低纬度形成了一个顺时针暖水环流系统,在中高纬度形成了一个较小的逆时针冷水环流系统,而在南半球只有中低纬度的逆时针暖水环流系统,在赤道附近则出现一股自西向东的逆流。暖水环流系统的西边界流,由于来自热带洋面,水温高,幅度较窄,流速较大,是较强的暖流;而其东边界流,流动缓慢,幅度宽广,影响深度较浅,具有寒流性质。

南北流向的海流多以其流经地名来命名。

四、各大洋的主要海流系统

各大洋的主要海流分布如图 10-17 所示。

1. 太平洋海流系统

北赤道海流在 10°N ~ 22°N 之间自东向西流动,平均流速 0.5 ~ 2.0 kn。北赤道海流到达菲律宾东岸分支,主流北上称为黑潮。黑潮是世界著名的暖流之一,其宽度和流速有明显的季节变化,宽度一般约 100 n mile,流速在我国东海为 1 ~ 2 kn,在日本南部沿海约 3 ~ 4 kn,最大 5 ~ 6 kn。

黑潮流经台湾东部海面进入东海,再转向东北经日本南部,在 40°N 附近受盛行西风影响转而向东,形成一支横穿大洋的海流,称北太平洋海流,其流速较小,为 0.5 ~ 1.0 kn。它到达北美西岸分为南北两支:一支沿北美西岸南下,称加里福尼亚海流,是一支冷流,平均流速约 0.5 kn;另一支沿北美西岸北上进入阿拉斯加湾,称阿拉斯加海流,它的一部分沿阿留申群岛南下,称阿留申海流。

亲潮形成于鄂霍次克海和白令海,沿堪察加半岛和千岛群岛向西南流动,它是北太平洋水温最低的寒流,流速为 0.5 ~ 1.0 kn。亲潮在北海道东南约 40°N 处与黑潮汇合。

在南、北赤道海流之间有一支自西向东流动的赤道逆流,流到大洋东岸分成两支,分别汇入南、北赤道流,其流速 0.5 ~ 1.0 kn,位置偏向北半球。

南赤道海流在 4°S ~ 10°S 之间自东向西流动,流速 0.4 ~ 1.3 kn,其主流到大洋西部后沿澳大利亚东岸向南流动,称为东澳暖流,流速约 1.0 kn。它在 40°S 以南转向东汇入西风漂流,而在塔斯马尼亚海中形成一个反时针方向的环流。西风漂流自西向东越过南太平洋到南美西岸后北上,形成秘鲁海流,流速 0.5 kn。秘鲁海流是世界大洋中行程最长的一股冷流。

2. 大西洋海流系统

北赤道海流从佛得角群岛开始,在 15°N ~ 20°N 之间自东向西流动,横渡大洋后转向西北经安德烈斯群岛进入加勒比海和墨西哥湾,流速约 2.0 kn,然后经佛罗里达海峡,沿北美东岸北上,流至 35°N 附近后转入深海,这股海流称为墨西哥湾流,简称湾流,它是世界上最强大的暖流。湾流的水温很高,常可达 30℃ 以上,其宽度虽不宽,但流量相当大,流速可高达 4 ~ 5 kn。湾流到达 40°N 附近折向东北横过北大西洋,改称北大西洋海流,流速约 1.0 ~ 1.3 kn。北大西洋海流的水温仍很高,把大量的热量输送至高纬,使西、北欧冬季气温较同纬度的亚洲东岸高出 10℃ 以上。

北大西洋海流到达大洋东岸后分成几个支流分别向南或向北流去:一支从伊比利亚半岛和亚速尔群岛之间南下,称为加那利海流;一支经挪威沿岸向北流,称为挪威海流;一支向北,经冰岛南部转向西流,称为爱尔明格海流。

拉布拉多海流是源于极地水域沿北美东岸南下的强寒流,水温很低,它将大量的冰山和浮冰向南带往纽芬兰岛附近。

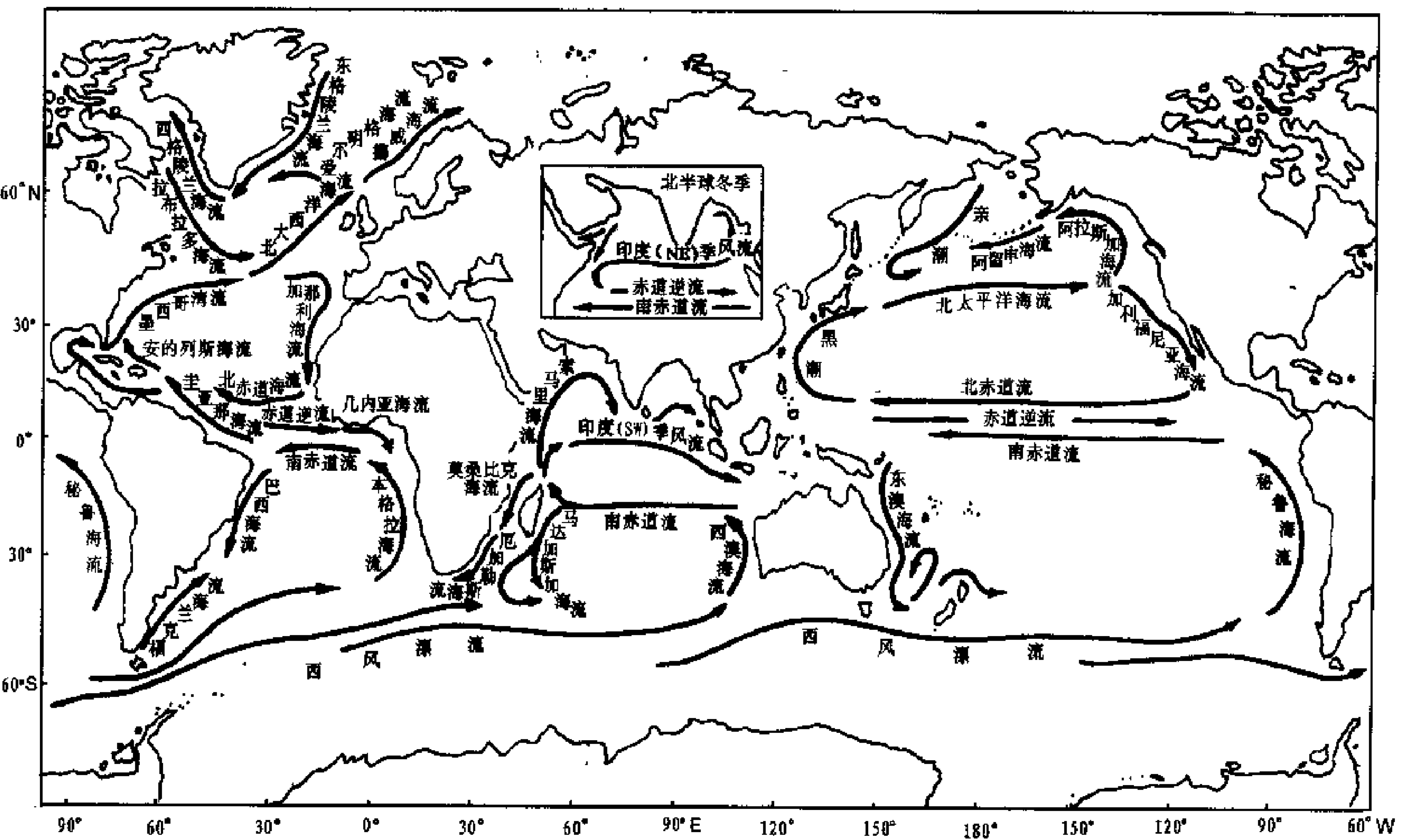


图10-17 世界大洋中的主要表层海流示意图

东格陵兰海流是一支自极地水域沿格陵兰东岸向西南流动的冷流，水温极低，常从北冰洋带来大量的海冰。西格陵兰海流是沿格陵兰西岸北上经戴维斯海峡进入巴芬湾的一支暖流。在南、北赤道海流之间有一支自西向东流动的赤道逆流，位置约在3°N～10°N。

南赤道海流源于几内亚湾，沿着4°N～10°S之间向西流动，在南美东岸南下，称为巴西海流，流速小于1.0 kn。巴西海流到40°S附近折向东汇入西风漂流。西风漂流越过南大西洋到达好望角附近沿非洲西岸北上，形成本格拉冷流，流速约0.8 kn。另外，在南美东岸有一支北上的海流，称为福克兰海流，这是一支夹带着冰山的寒流。

3. 印度洋海流系统

北印度洋的海流受季风制约，是著名的季风海流区。冬季盛行东北季风，整个北印度洋洋面主要是自东向西的东北季风海流。它以12～1月最为明显，其流速平均为2～3 kn。东北季风海流与自西向东的赤道逆流组成一个逆时针环流。

夏季西南季风期间（5～10月），赤道逆流消失，整个北印度洋直到5°S，均为自西向东的西南季风海流。西南季风海流以7～8月最明显，其流速平均为3～5 kn，在索科特拉岛附近最大可达7 kn，是世界著名强流之一。它与南赤道海流构成一个顺时针环流。

南印度洋的海流基本符合南大洋海流模式，主要的表层海流为一反时针方向的环流系统。南赤道海流从澳大利亚西北海岸，在10°S～30°S之间自东向西横越印度洋，平均流速为1.5 kn。当它接近马达加斯加岛时，一部分海流转为沿该岛东岸南下，称马达加斯加海流，最后汇入西风流。另一部分经马达加斯加北部，遇非洲海岸分支。其北支，冬季沿坦桑尼亚海岸北上汇入赤道逆流；夏季，则沿索马里海岸北上，称为索马里海流，最大流速可达5 kn。其南支，沿莫桑比克海岸南下，叫莫桑比克海流，流速为1.7 kn。这股海流向南流速逐渐增大，经厄加勒斯沿岸时可达4.5 kn，称厄加勒斯海流，也是世界大洋中较稳定的强流之一。西风漂流越过南印度洋到达澳大利亚西岸后部分北上，形成西澳海流。

4. 地中海与黑海的海流

地中海海流呈逆时针方向流动，基本上是，非洲沿海为东流，欧亚沿海为西流。从直布罗陀到2°W附近的东流，平均流速2 kn左右。从1°E通过西西里岛到塞得港的东流，平均流速0.5 kn左右，从达达尼尔海峡出来的流，进入爱琴海后，往南绕过希腊向西而去，流速0.5 kn左右。

黑海的海流也呈逆时针方向流动。由于注入的河川较多，雨量也多，形成速度约为3 kn的海流从黑海经博斯普鲁斯海峡流入地中海。在达达尼尔海峡通常为西南流，流速1～4 kn。偏北大风时，在查纳卡累附近可达6 kn。刮西南大风时，会出现逆流，但不多见。在马尔马拉海通常为西流，流速较小。在博斯普鲁斯海峡通常为南流，流速为2～4 kn，遇偏北大风时，流速有时可达7 kn。图10-18为地中海、黑海海流示意图。

5. 红海与亚丁湾的海流

红海和亚丁湾的海流受季风影响。东北季风时期，亚丁湾是西向海流，流速1.0～1.5 kn，通过曼德海峡进入红海；西南季风时期，亚丁湾是东向海流，流速达2.0 kn，红海海流经曼德海峡流入亚丁湾。

6. 中国近海的海流

1）渤海、黄海和东海的海流

渤海、黄海和东海的海流主要由黑潮暖流和沿岸流两个流系组成，其大致模式如图10-19

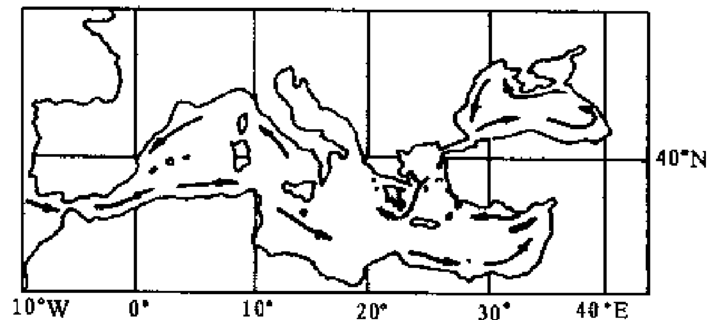


图 10-18　地中海、黑海海流

所示。

(1)外海流系

黑潮自台湾东边进入东海，沿大陆架的边缘北上，流经东海的东南部深水区域，至九州岛南方流出东海。130°E 以西这部分黑潮构成了整个东中国海的外海流系，它由黑潮主干及其分支（台湾暖流、对马暖流和黄海暖流）组成。

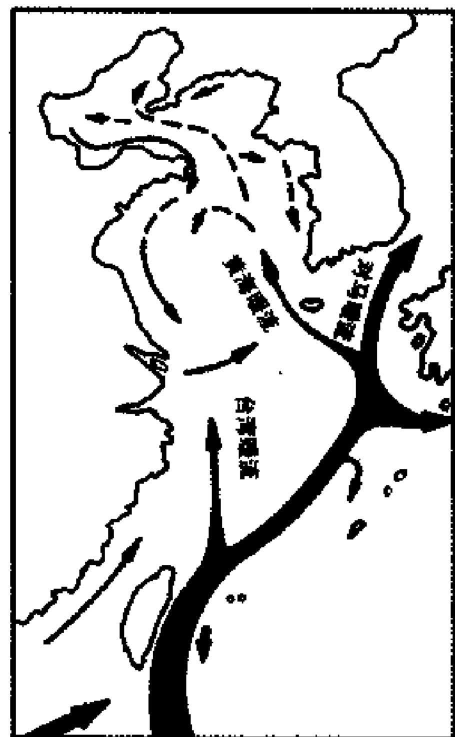


图 10-19　渤海、黄海和东海海流系统分布（夏季）

黑潮在东海有两个分支。一是在我国台湾东北海域分出的小分支，它沿浙闽外海北上，达杭州湾外后转折向东与黄海冷水混合而变性。因这支海流从台湾附近而来，称为台湾暖流，也称为黑潮的浙闽分支。这支暖流给我国浙江近海带来高温、高盐的外海水，它与沿岸流交汇时存在明显的锋面。二是黑潮约在九州岛西南海域（127°30′E ~128°E,28°30′N ~30°N）分离出的一个分支，它北上经过朝鲜海峡流入日本海，成为日本海一支强大的暖流，这支流称为对马海流。对马海流在济州岛南方分离出一小分支，从济州岛西南海域进入黄海，成为黄海、渤海海域环流的主干，通常称为黄海暖流。它大致沿着 124°E 线北上，在北黄海转折，然后通过渤海海峡进入渤海。其流向比较稳定，终年偏北，流速比黑潮和对马海流小，大约 0.2 ~0.3 kn。这支海流进入渤海之后分为两支：一支入辽东湾构成右旋海流；另一支在渤海南部构成左旋海流。

10 月至次年 4 月，黑潮有一部分流经巴士海峡进入南海，约在台湾的南面又分两支：主流向西南，成为南海左旋环流的一个组成部分；支流沿台湾西岸北上，与黑潮主干和台湾暖流汇合。

(2)沿岸流系

由于我国沿岸有许多大小不同的江河入海，把沿岸海水冲淡，被冲淡了的海水沿岸边流动构成沿岸流系。沿岸流系通常具有低温、低盐的性质。在渤海由黄河、海河等径流混合形成的沿岸水，沿着山东半岛北岸流动，并可绕过成山角，扩散到南黄海（渤海海峡的海流在一般情况下，终年是“北进南出”，即从北面流入渤海，从南面流出渤海；流速冬强夏弱）。在南黄海，

江苏外海的沿岸水一般并不紧贴海岸南下，它在越过长江口后流向东海的中央部与黑潮及其分支汇合，通常可以达到30°N附近。该沿岸流流速较慢，一般在0.2～0.4 kn。另外，在浙闽沿岸，冬季有一支自长江口南下的沿岸流，携带着被长江等沿岸江河冲淡的水经台湾海峡流入南海，夏季这支沿岸流似乎不存在。

上述沿岸流系，冬季在强烈的北向季风作用下，其强度最强，扩散范围也大，在东海可扩展到126°E。3～5月份起，沿岸流在整个沿海都由强变弱，并向北收缩，到了夏季7、8月份，几乎整个沿海都为暖水所控制。

2）南海的海流

南海位于热带季风区，其表层海流在季风的作用下，具有季风漂流的特性，海流的方向和强度都随季风而变。如图10-20所示，夏季南海盛行西南季风（以6～8月为最强），南海的海流主要为东北流，当其到达南海北部时，大部分海水通过巴士海峡流出南海，与南来的黑潮汇合北上，小部分海水继续北上，进入台湾海峡到东海。冬季盛行东北季风（以12～1月为最强），南海大部分区域为西南流，黑潮部分海水经巴士海峡流入南海北部，同来自台湾海峡的沿岸流合并流向西南，主流沿中南半岛南下，形成南海的左旋流。10月和4月为季风转换月份，风向不稳定，海流处于转换之中，比较零乱。

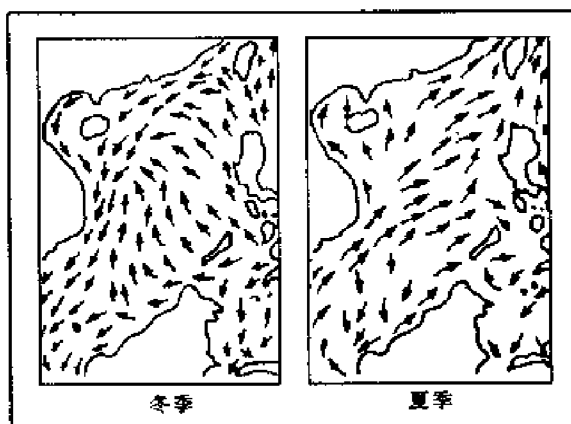


图10-20　南海表层海流

不论冬季或夏季，南海西部的海流均比东部的强，强流区在越南近海。

五、传真海流图

因为海流一般变化缓慢，比较稳定，所以传真海流图的时间间隔比天气图长得多，常见的有旬和月两种海流图，其中又有海流分析图和海流预报图之分。

海流分析图是根据上个旬（或上个月）的海流实测资料绘制的。图10-21为东京JMH台发布的日本周围海域1989年7月中旬的表层海流图。图中箭矢表示流向，不同形式的箭杆表示不同流速。图中还清楚地标出黑潮（KUROSHIO）与亲潮（OYASHIO）的主轴位置、水平范围和流速分布等情况。

图10-22为东京JMH台发布的1990年4月上旬北太平洋表层海流预报图。图中粗矢线和其中数字表示主轴的推算位置和流速（节），细实线为该旬表层海水等平均温度线，单位为摄氏度。传真海流图比根据多年海流资料绘出的旬、月海流气候图更接近当时的实际情况，对航海有更高的参考价值。例如，远洋航行的船舶可以利用近期的传真海流图更精细地调整航线。顺流时尽量将航线选在主轴位置附近，逆流时则尽量避开主轴位置或从两个主轴之间逆流速度相对较小的区域通过。

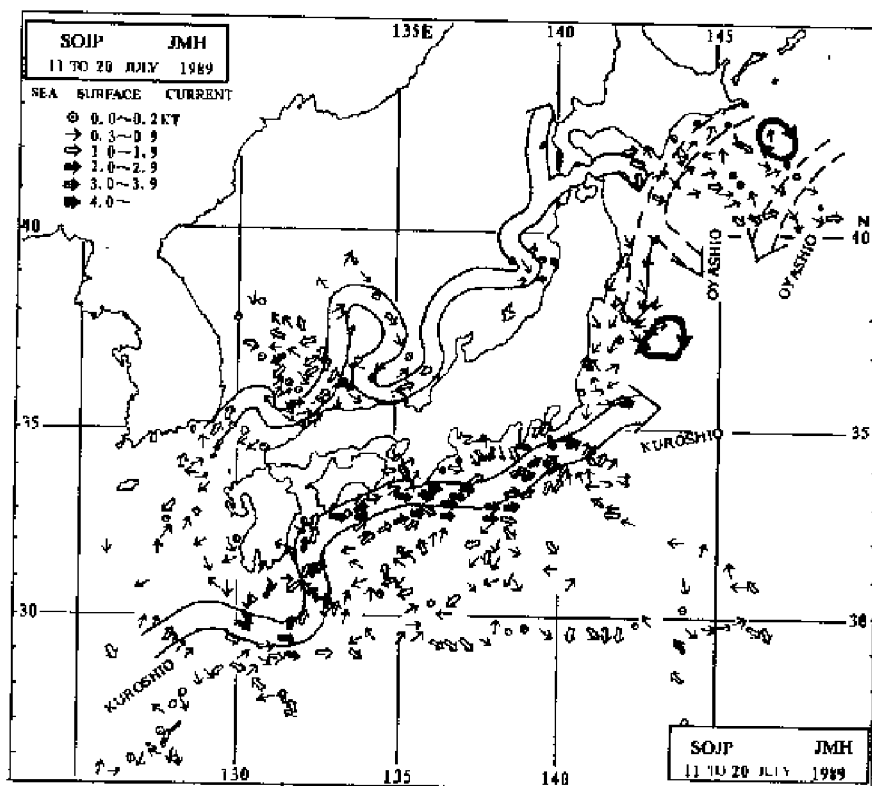


图 10-21 海流分析图

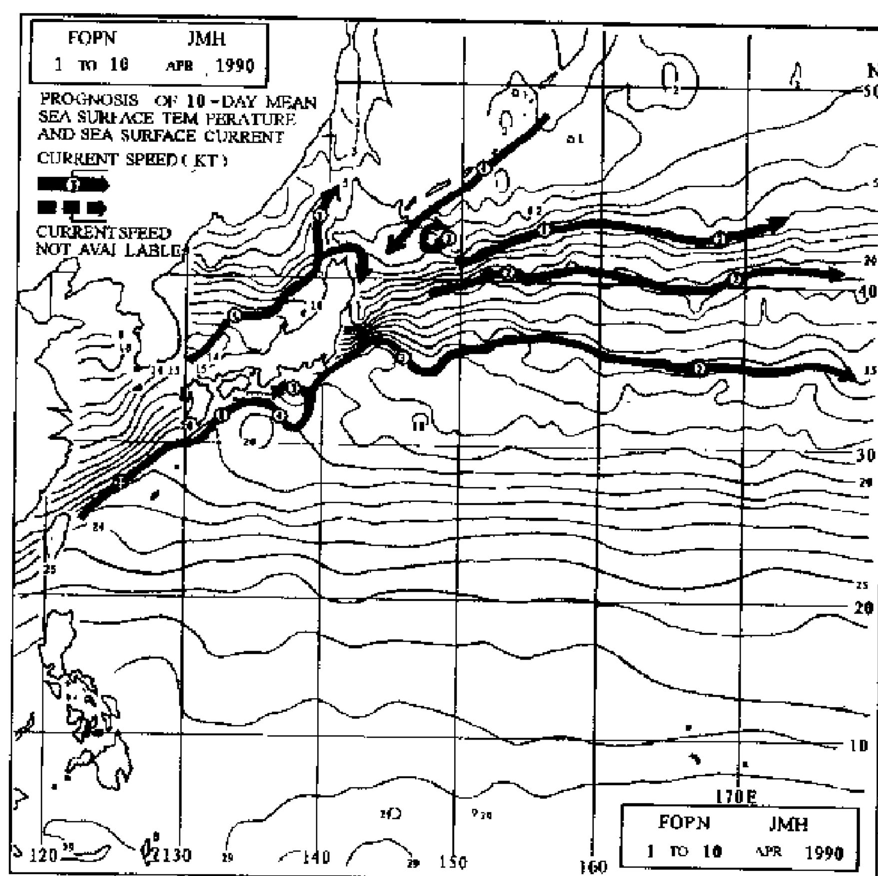


图 10-22 海流预报图

第三节 海 冰

按照世界气象组织(WMO)的定义,海冰(Sea Ice)是指因海水凝结而形成于海洋中的各种形式的冰。本节所介绍的海冰,既包括海水本身所结冰,也包括由大陆冰川、江河流入海洋中的陆源冰。海冰能封锁航道和港口,破坏港口设施,流冰能切割、挟持或碰撞船只,特别是冰山对航海安全有很大威胁。因此,冬季在高纬度航行或在冰山经常活动的海域航行时,必须考虑海冰的影响。

一、海冰的形成和分类

1. 海冰的形成

由于海水含有食盐等无机盐类,其结冰过程与结冰速度较纯水有较大的不同。纯水0℃时结冰,4℃时密度最大,而海水的冰点(T_f)和最大密度温度(T_P)都随盐度而变(如图10-23所示)。图10-23表明,随着盐度的增加,海水的冰点和最大密度温度逐渐降低,且最大密度温度较冰点下降得快。在盐度为24.695‰时,二者温度值相同,为-1.33℃。

盐度小于24.695‰时的海水,它的最大密度温度高于冰点,其结冰过程与纯水相同。当气温下降,水面开始冷却时,首先到达最大密度温度,此时发生垂直方向的对流混合,但当水温继续下降至冰点时,表层水的密度已非最大并逐渐趋向稳定,不再继续下沉,于是就迅速在海面结冰。盐度大于24.695‰时的海水,它的最大密度温度低于冰点,其结冰过程则与纯水完全不同。当气温下降,水面开始冷却时,表面海水密度不断增大,水温越接近冰点,也就越接近最大密度值,上层海水变重下沉,与深层暖水发生对流。也就是说,上层水温即使达到冰点,还是不会出现结冰现象,需要整层海水温度都降到比冰点还低时,才会开始结冰。大洋的平均盐度为35‰,冰点为-1.9℃,因此深海中不易结冰,即使能够结冰的海域,结冰过程也比淡水来得慢。冬天淡水缸不能放在外面,而咸菜缸可以,就是这个道理。海水结冰时大部分盐分被排除在海冰之外,冰下海水的盐度增大,加强了海水的对流,从而也延缓了海水的结冰过程。在大洋深处冻结的冰,由于其密度比海水的密度小,它就漂浮到水面。因此往往会出现这样的情形,经过几次冷空气过境后,海面依然没有结冰,但突然会在一次冷空气袭击下在较短的时间内,海面上布满了较多的冰。这就是海水结冰与淡水结冰的重要不同之处。

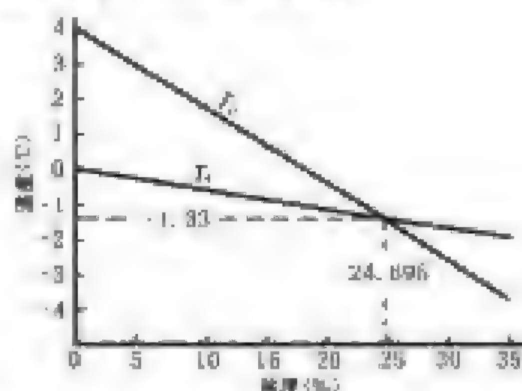


图10-23 海水的冰点和最大密度温度随盐度的变化

2. 海冰的分类

1)按海冰的发展阶段,可将海冰分成六大类。

初生冰(New Ice):包括冰针(Frazil Ice)、油脂冰(Grease Ice)和海绵状冰(Shuga),大都由松散冰晶构成,漂浮在海上。

尼罗冰(Nilas):初生冰继续增长,冻结成厚度在10 cm以内的有弹性的薄冰层,表面无光泽,颜色较暗。

饼状冰(Pancake Ice):直径为30~300 cm,厚度在10 cm以内的圆形冰盘。

初期冰(Young Ice)：由尼罗冰发展或由饼冰和冰块冻结在一起，形成的厚度在 10～30 cm 的冰层，呈灰色或灰白色。

一年冰(First－year Ice)：由初期冰发展而成，时间不超过一个冬季的冰，厚度 30～300 cm。

老年冰(Old Ice)：至少经过一个夏季而未融尽的冰，厚度≥300 cm，表面光滑。

2)按海冰的运动状态，可将其分为固定冰和流冰。

固定冰(Fast Ice)：与海岸、海底或岛屿冻结在一起的冰。海面变化时，固定冰能够随之发生升降运动，其宽度可以从海岸向外延伸几米至几百公里。

流冰(Drift Ice)：不考虑形成和分布，凡是自由漂浮在海面能够随风和海流漂移的冰统称为流冰。

二、冰山(Iceberg)

冰山不是海水结冰，它是指从极地大陆冰川或山谷冰川分离下来的，高出海面 5 m 以上的各种形状的巨大冰块。冰山可以是漂浮的，也可以是搁浅的。冰山主要分为不规则的峰形冰山(如图 10-24 所示)和规则的平顶冰山(如图 10-25 所示)。峰形冰山主要出现在北冰洋和北大西洋。它是由山谷冰川崩解而形成的，通常其高度大于宽度，具有陡峭的坡度，易倾倒或翻转。平顶冰山多产生于南极海区，是南极大陆冰川延伸到南极大陆周围的浅水中形成的，其长度可达几百公里，宽几十公里，高几十米。



图 10-24　峰形冰山



图 10-25　平顶冰山

冰山水下部分的范围和厚度均比水上部分大得多。冰山的水上部分与水下部分的体积之比约为 1∶9(这是由冰山和海水的密度决定的，海冰的密度一般在 0.86～0.92 $g \cdot cm^{-3}$，海水的密度为 1.028 $g \cdot cm^{-3}$)。形状规则的冰山，露出海面的高度通常为总高度的 1/7～1/5。如北极附近海洋中的冰山，其水上部分可高达 100 m 以上，而水下至少有 200～300 m 厚；南极附近海洋中的冰山，水上部分高达 30～50 m，长度最大者达 750 km，像座大坝，其水下部分则更大。因为水下部分不易发觉，所以船舶必须远离冰山航行。另外，当巨大的冰山流入水温较高的海域时，因其受到海水的增温影响，腰部逐渐变细，终有一天会齐腰翻倒下来，激起的巨浪对沿途航行的船只造成很大的威胁。

三、船体积冰

当气温较低，海上风较强时，波浪的飞沫在空中变成过冷水滴，一碰到船体时便发生冻结，形成船体积冰。船体积冰又称重冰集结或甲板冰。

船体积冰能压断天线，阻隔通信，严重时可使船舶重心上升，甚至失去平衡而突然倾覆。船舶在有可能发生积冰的海域航行时，为防止积冰发生，要经常改变航向或者减速，使波浪和

水深尽量少浸没船体表面。如估计到将遭遇严重的积冰时，船舶应驶往开阔的海域或较暖的水面。因为极冷的大陆气团在海上移动一段较长距离后会发生变性，气温上升，所以船体积冰现象在开阔的海洋中较少发生。

四、海冰的漂移规律与海冰临近的征兆

1. 海冰的漂移规律

观测表明，浮冰和冰山的漂移运动取决于风和流的作用。在无风的海域，浮冰和冰山随流漂移，其漂移的速度及方向与流的速度和方向一致。在无流的海域，浮冰和冰山随风漂移，据统计，在北半球，其漂移的方向，偏离风的去向之右约28°（南半球，偏离风的去向之左约28°），漂移速度大约是风速的1/50。可见，浮冰和冰山的漂移运动，是风、流引起的漂移运动的合成。冰山水下部分的体积大，它受流的影响比受风的影响大。

2. 船舶临近冰区的征兆

1）海水温度急剧降低。

2）出现小块浮冰。如有小波浪，还会听到冰块互相摩擦的沙沙声。

3）因淡陆冰或融海冰的融解，海水稍被淡化，盐度减少。

4）在流冰边缘处经常出现浓雾屏带，这是因为比较温暖的空气移到冰山附近的冷水面时冷却而形成的雾。

5）望见远处有反射出的光芒，可断定该方向有海冰存在。

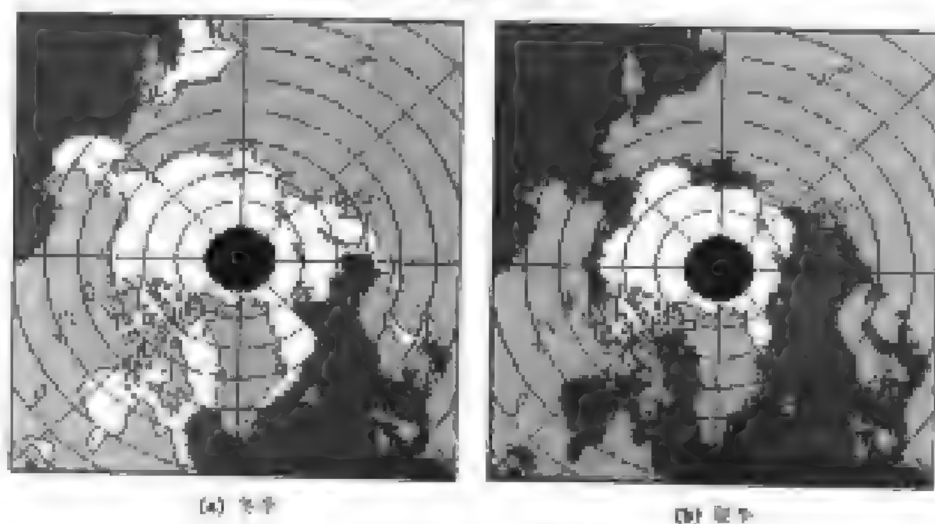
6）在大风浪区航行，突然波浪减弱，或突然海面变得平静，表明其上风有冰域存在，这是因为海冰阻碍了波浪的运动。

7）在宁阔的海面上听到本船汽笛的回音，表明有矗立的冰山存在。但这种回音并不是都能听到的。

8）近处有海冰时，往往在水天线上有海市蜃楼出现。

五、世界海洋冰况

海冰主要分布在高纬度海域，并随季节而变化。冬半年严重，活动范围扩大；夏半年较轻，活动范围向高纬收缩（如图10-26和图10-27所示）。



(a) 冬季　　(b) 夏季

图10-26　北半球海洋冰况

（图中：白色部分为海冰区；浅灰部分为陆地；深灰部分为海洋；黑色部分为无资料区）

1. 北半球海洋冰况

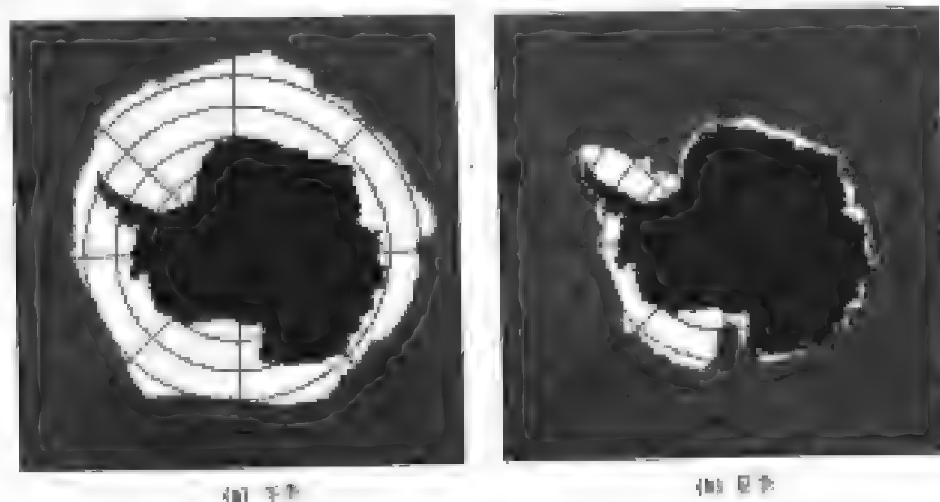
由图 10-26(a)和(b)可见，冬季，由于受大陆热力性质的影响，在北美和亚洲东部，海冰可向南延伸至 55°N 以南的中纬度海域。但是由于受墨西哥湾流的影响，北欧(丹麦、挪威、瑞典、冰岛)沿海水温较高，冬季不结冰。夏季，北冰洋周围边缘海域的冰全部消失，只有在北冰洋中部仍有较厚的冰层覆盖。北半球冬季海冰的覆盖面积达 1 400 万平方公里，夏季缩小到 700 万平方公里。冬季海冰的覆盖面积为夏季的 2 倍。

北半球海洋上的冰山活动主要在北冰洋和北大西洋。北太平洋上冰川入海形成的小冰山数量不多，仅限于在阿拉斯加湾内活动。北大西洋的冰山主要来源于冰雪覆盖的格陵兰岛。在格陵兰岛的西岸，平均每年有 7 000 多座冰山滑入巴芬湾，其中平均每年有 388 座冰山被拉布拉多寒流带入大西洋，并向低纬漂移。海冰和冰山在格陵兰岛东南海域和纽芬兰东南海域最多，其南界可达 40°N，有时冰山越过墨西哥湾海流，到达 31°N。1912 年 4 月著名的豪华邮船“泰坦尼克”号冰山遇难事件，就发生在 41°40′N。

北大西洋冰山盛行期是每年的 4～6 月份，分布地区只限于大西洋西部，东部由于受挪威暖流的影响，很少有冰山活动。

2. 南半球海洋冰况

由图 10-27(a)和(b)可见，冬季，南半球的海冰聚集区主要分布在 60°S 以南的高纬度地区，冰区范围可达 2 000 万平方公里。夏季，海冰融化，冰区范围大大缩小，只有冬季冰区范围的 1/5，海冰主要存在于南极大陆沿岸。



(a) 冬季　　(b) 夏季

图 10-27 南半球海洋冰况

(图中：白色部分为海冰区；深黑部分为陆地；浅黑部分为海洋)

南极大陆是世界上最大的冰山源地，因此南大洋的冰山活动较北大洋更为频繁。在南极周围的洋面上，经常有 22 万座冰山在活动。南半球陆地少，三大洋连通，流冰的漂移自由度较大，多数冰山在向北漂移中被融化掉，因此南半球的冰山多为 2～3 m 厚的一年冰。这些冰山在 55°S 以南到处都可以遇到，其北界最北可达 45°S～40°S 或更低的纬度。

3. 日本近海与我国沿海的冰情

日本近海浮冰主要来自鄂霍次克海。流冰 1 月上旬自库页岛南下，中旬到达北海道沿岸，势力逐渐增强，2 月末到 3 月达最盛期，3 月下旬开始衰退，4 月末完全消失。

我国渤海及黄海北部，冬季受强冷空气侵袭，有不同程度的结冰现象。11 月中下旬至次

年3月上旬为结冰期，其中1－2月份冰情较严重，是所谓的盛冰期。就地区而言，辽东湾的冰期最长，冰情也严重，其次是渤海湾，第三是莱州湾。

1－2月份冰情较严重期间，渤海和黄海北部沿岸，固定冰一般在距岸1 km范围内，某些浅水区的固定冰宽度可达5～15 km。除固定冰外，还有大量的浮冰，浮冰一般在距岸20～40 km范围内。浮冰随风、流漂移，它们的大小不一，且有堆积现象。

一般年份，我国沿海冰情不很严重，对航海影响不大。但在一些特别严寒的冬季，渤海和黄海北部的冰情极为严重，给航海造成了很大困难。据资料记载，渤海在1936年1～2月、1947年1～2月和1969年2－3月间曾发生过三次严重的冰封现象。冰的厚度一般为0.2～0.6 m，最厚达1 m；堆积冰高度1～2 m，最高达4 m以上。

六、传真海冰图

海冰图是根据气象卫星及其他观测资料分析绘制而成的，主要用于冬季高纬度航行和渔业部门。目前，发布海冰图的传真广播台有日本东京、瑞典的斯德哥尔摩、德国的奥芬巴赫、美国的布拉克内尔和加拿大的哈利法克斯等。多数广播台只限在冬季指定的星期发送海冰状况图。图10-28为东京JMH台发布的1990年3月16日西北太平洋冰况图。由图上方的图例可知不同海域海冰的聚集状况。图的左方还有英文的冰情分析与展望。此外，图中还绘出一系列表层等水温线，间隔为1℃。最近一些国家开始发布冰况预报图。图10-29为JMH台发布的未来48 h和168 h西北太平洋地区的冰况预报图。



图10-28　JMH冰况图

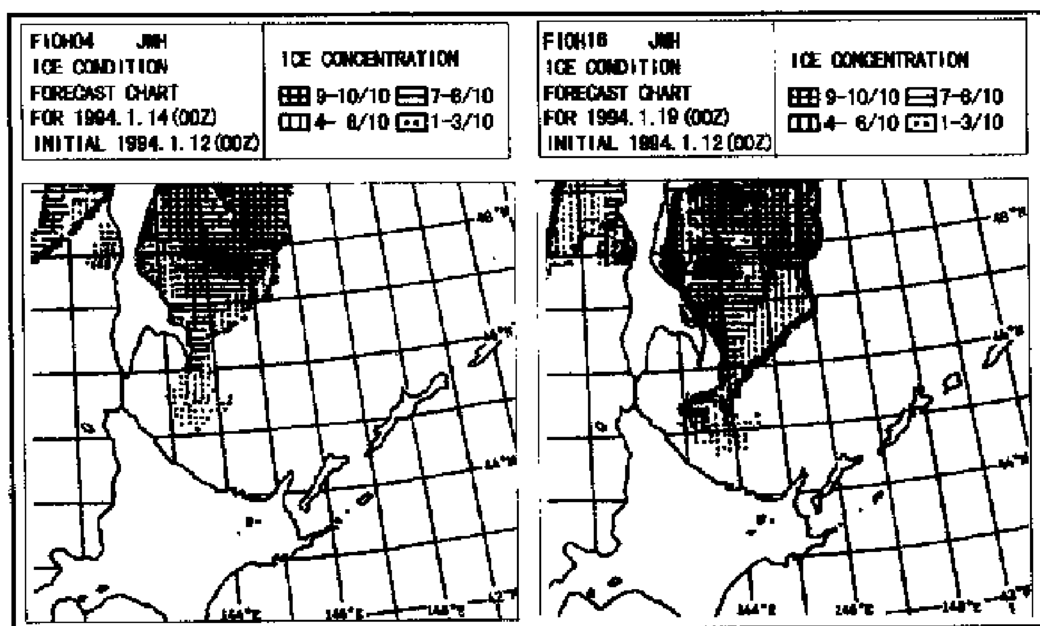


图 10-29 JMH 冰况预报图

复习思考题

1. 简述海浪对航海的影响。

2. 波浪要素有哪些？按成因海洋波浪分为哪几种？

3. 简述深水波和浅水波中水质点的运动与波形传播的关系。

4. “无风不起浪”和“无风三尺浪”这两条谚语是否相互矛盾？为什么？

5. 风浪和涌有何区别？风浪大小决定于哪些因素？

6. 简述风浪成长与风速、风时、风区的关系。当海面风速分别为 20 kn、30 kn、40 kn 时，查图求：

1) 风浪充分成长的最小风区(n mile)和风时(h)。

2) 当风浪充分成长时，对应的 $H_{1/3}$ 以及 $H_{1/10}$、$H_{1/100}$、$H_{1/1000}$ 和 $\overline{H}$ 各是多少？

7. 简述涌浪的传播特征及其应用。

8. 简述近岸浪的主要特征。

9. 简述海啸、风暴潮和内波的概念、主要特征及防范措施。

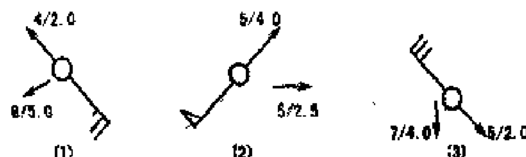
10. 试述有效波高 $H_{1/3}$ 的意义。它和 $H_{1/10}$、$H_{1/100}$、$H_{1/1000}$ 有何关系？

11. 大洋波浪分析图和预报图上各有哪些内容？

12. 波浪分析图上的等波高线是风浪高还是涌浪高？某船测得风浪高 H_w 和涌浪高 H_s 分别为 3.5 m 和 2.0 m，求合成波高。试说明波浪预报图上的等波高线的含义。

13. 说明波浪图上 M、R、VR、H、VH 等符号的含义。

14. 说明传真波浪分析图中下列填图符号及数字的含义。



15. 试述太平洋、大西洋、印度洋上的风与浪的情况。

16. 试述我国近海气候与海况特点。

17. 世界大洋上有哪些狂风恶浪的海区？其中受地形影响较大的是哪几个海域？

18. 为何北印度洋夏季狂风恶浪多？

19. 为什么在中、高纬度(30°～60°)北大西洋和北太平洋冬季多狂风恶浪？

20. 在什么季节里比斯开湾的风浪比较险恶？为什么？

21. 为什么不论在哪个季节里好望角航线都会遇到强劲的西风和恶浪？

22. 海流按成因分哪几类？何谓风海流、梯度流、补偿流、潮流、暖海流、冷海流、中性流？

23. 写出表层风海流流速公式并说明流向与风向之间的关系。

24. 绘图说明大洋环流模式并指出其主要形成因子。

25. 世界大洋上有哪两大暖海流？简要说明它们的运动规律。

26. 简述各大洋海流系统及其主要特征。

27. 简述中国海海流系统概况。

28. 北印度洋和我国南海的海流有何特征？说明冬、夏季北印度洋和我国南海的海流分布。

29. 说明日本传真海流图上的内容及常用符号的含义。

30. 简述海冰的概念与种类。

31. 简述海水结冰与淡水结冰过程的异同。

32. 简述冰山的种类及其主要特征。

33. 试述冰山和浮冰的漂移规律。

34. 已知北风风速 25 m/s，求冰山的移向和移速(不计海流影响)。

35. 有一比重为 0.920 的冰山，浮在极区海上(海水比重为 1.028)，求该冰山在海面下隐没部分为上浮部分的多少倍？

36. 说明冰山来临之前可能出现的征兆以及冰区航行注意事项。

37. 重冰集结对船舶有何危害？如何防范？

38. 简述日本东京发布的冰况传真图上常见符号的含义。

39. 概述世界各大洋及我国北方的冰况特征。

第十一章 海上天气预报

第一节 概 述

一、天气预报的概念、分类与方法

天气预报是指根据气象观（探）测资料，应用天气学、动力学、统计学的原理和方法，对某区域或某地点未来一定时段的天气状况作出定性或定量的预测。

天气预报的种类按预报时效可大致分为：短时预报（几小时以内）、短期预报（1～3天）、中期预报（4～10天）、长期预报（10天以上）、超长期预报（1年以上）等；按服务对象可划分为：日常天气预报和专业天气预报（如航空天气预报、海洋天气预报等）；按预报范围可大致划分为区域预报和站点预报等。由于服务对象不同，在预报项目、预报时效、预报用语等方面都存在着一定的差异。

目前制作天气预报主要采用天气学预报方法、统计学预报方法和动力学预报方法以及由这三种基本预报方法相互结合形成的天气—统计预报方法、动力—统计预报方法和天气—动力预报方法等。

天气学预报方法（或称天气图方法）：是以天气图为主要工具，配合卫星云图、雷达图等，用天气学的原理来分析和研究天气的变化规律，从而制作天气预报的方法。这种方法主要用于制作短期预报。

统计预报方法：是采用大量的、长期的气象观测资料，根据概率统计学的原理，寻找出天气变化的统计规律，建立天气变化的统计学模型来制作天气预报的方法。这种方法主要用于制作中、长期预报和气象要素预报。

数值预报方法（又称动力学预报方法）：数值天气预报就是利用大型高速电子计算机，在一定的边界条件和初始条件下，应用数值积分方法，求解描述大气运动的闭合微分方程组来预报天气的一种方法。这种方法可用于制作短期预报，也可做中、长期预报和气象要素预报，近几年还开始用来做气候预报。

近年来，随着大气科学理论研究的深入，大气探测技术、通信技术、计算机技术、信息技术的发展，数值预报得到了快速发展，国内外动力数值预报已在气象业务上得到广泛使用，从而使天气预报从主观、定性向客观、定量发展。现在，世界上15个国家建立了全球数值模式预报，40多个国家建立了有限区域模式预报，十多个国家建立了中小尺度数值预报。我国数值预报从20世纪80年代初建立了第一个短期数值预报业务系统后至今，仅仅用了20余年的时间，已发展成为世界上开展全球、有限区和中小尺度数值模式预报的主要国家之一。目前，利用数值预报方法预报短期天势的准确率已明显高于人工主观预报，4～10天的中期形势预报及部分要素预报也已具有相当的参考价值。现在，以数值预报方法为基础，综合运用动力学、天气学和统计学等各种方法制作天气预报，已成为各国天气预报技术的发展方向。

二、制作天气预报的一般思路

实践表明，天气的变化与天气系统及其空间分布（即天气形势）有密切的关系，有什么样的天气形势就有什么样的天气。因此天气形势预报是天气预报的基础。气象部门制作天气预报一般分两步进行：第一步制作天气形势预报，即先对目前控制和影响预报区域的天气系统的移动和强度变化等做出预报。目前，天气形势预报，尤其是短期形势预报基本上可以依赖数值预报了。第二步在形势预报的基础上再做气象要素预报。

下面以地面风预报为例，说明制作气象要素预报的一般思路。如图 11-1 所示，图中的 B 站处于低压南部，吹西南风，根据形势预报，未来 12 h 低压将向东北移到虚线所示的位置，即 B 站未来 12 h 将处于低压的后部，相当于原来 A 站所处低压的位置。若未来该低压强度变化不大，则可预报 B 站未来的风向和风速为：在冷锋过境前为西南风 6 m/s，过境时，风向从西南转为西北，过境后为西北风 8 m/s。若低压在移动过程中是逐渐加强的，则风速可报大一些；若在移动中减弱，则风速可报小一些。在上述预报的基础上再考虑地形、热力环流以及动量的上下交换等因素，结合预报经验，进行订正就可做出该站地面风的预报。例如，当气旋由陆地移到海面时，由于摩擦力减小，即使气旋强度不变，气旋内的风速也会加大，风向与等压线的交角则会变小。当热力环流的低层水平风向与由气压场所决定的风向一致时，风速应报大一些；反之，则报小一些。若未来大气层结和风的垂直切变有利于动量传递，则风速应报大些，风向与上层风接近，等等。

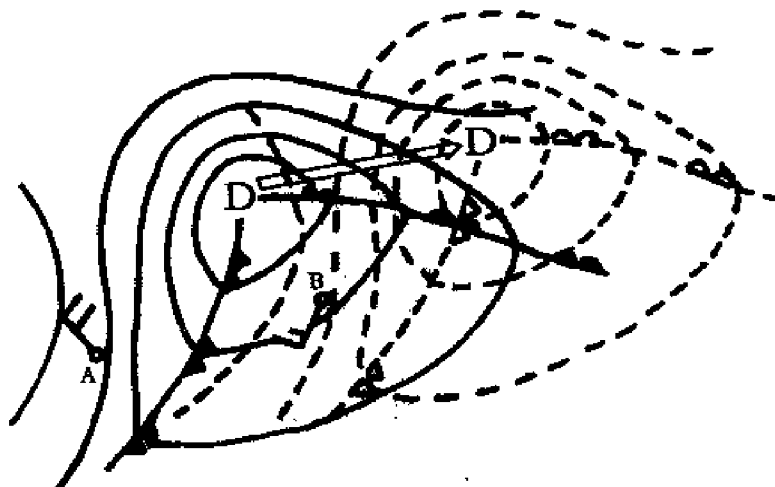


图 11-1　地面风预报示意图

实际上，对于气象要素预报，除了运用如上所述的天气学概念模式做预报外，还可有两条途径：一是应用数值预报的结果。数值预报的内容已从过去单一的形势预报发展到包括气压、温度、湿度、风、云和降水等气象要素在内的预报，因此预报员可以数值预报的结论为基础，再综合分析数值预报给出的形势及其他资料做出最终判断。二是定量计算。定量计算是以数值预报产品为基础，利用客观预报的两大分支—数值预报和统计预报结合起来的动力—统计预报方法制作要素预报。目前最常用的方法有完全预报方法（Perfect Prognostic Method，简称 PP 法）和模式输出统计方法（Model Output Statiatic Method，简称 MOS 法）。

第二节 天气形势的天气学预报方法

天气学预报方法是一种定性的、经验性的传统预报方法。虽然，目前天气形势与气象要素预报已越来越依靠数值预报方法，但是在很多情况下，特别是局地天气、航线天气等的预报中，天气学方法仍然是十分重要的方法。下面简单介绍几种应用天气图进行天气形势预报的基本方法。

一、外推法

根据最近一段时间内天气系统的移动速度和强度变化的规律，顺时外延，预报出系统未来的移动速度和强度变化，这种方法叫做外推法。外推法又可分为两种情况：一种是等速外推。等速外推就是假定系统的移动速度或强度变化基本上不随时间而改变，即与时间成直线关系，外推按这种规律进行，故等速外推又叫做直线外推。另一种是变速外推。变速外推假定系统的移动速度或强度变化接近"匀变速"状态，即与时间成曲线关系，这时外推时要考虑它们的"变速"情况，故变速外推又叫做曲线外推。直线外推只需要根据当时和上一时次的两张天气图即可进行，而曲线外推需要利用三张（或以上）天气图进行比较才能进行。显然，曲线外推要比直线外推更全面些，但是由于实际天气过程的复杂性，曲线外推并不一定比直线外推更准确，因此，使用外推法时必须结合其他预报方法。

应用外推法可以对高、低压系统和槽、脊的移动和强度作出预报。下面以闭合系统为例说明外推法的应用。

直线外推：设 12 h 前低压中心位于点"1"（如图 11-2(a) 所示），其中心气压为 1 008 hPa，制作预报时的低压中心位于点"2"，其中心气压为 1 006 hPa，加深了 2 hPa，移动距离为 S_1。按直线外推可以预报，12 h 后该低压中心将移至点"3"，移动的距离 $S_2 = S_1$；中心气压将继续降低 2 hPa，达 1 004 hPa。

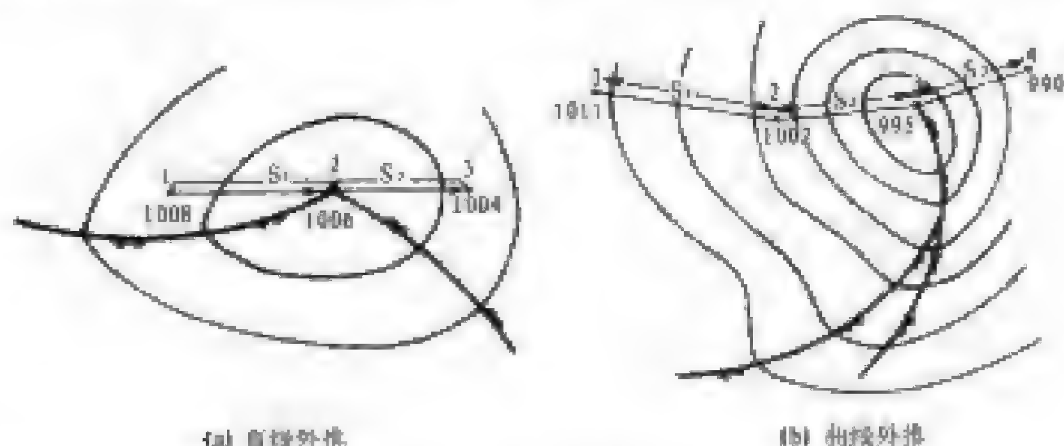


图 11-2 闭合系统的外推

曲线外推：设 24 h 前低压中心的位置在点"1"（如图 11-2（b）所示），中心气压为 1 011 hPa；12 h前中心位置在点"2"，移动距离为 S_1，中心气压为 1 002 hPa，加深了 9 hPa；作预报时的中心位置在点"3"，中心气压为 995 hPa，过去 12 h 移向向左偏了一个角度，移动距离为 S_2，加深了 7 hPa。由图可见，低压中心的移动是减速的，中心气压的降低也是减速的。

这种情况可按曲线外推，预报未来 12 h，低压中心的移动距离 $S_3=S_2-(S_1-S_2)=2S_2-S_1$，移动方向也将继续向左偏一个角度，12 h 后中心位置将到达"4"，中心气压为 995 − 7 + (9 − 7) = 990(hPa)。

外推法不仅可以用于天气形势预报，而且可用于天气区（如大风、雾区和降水区等）的预报。但使用外推法时，必须注意：

①外推时间不能过长，预报时效以 6 ~ 12 h 为宜，最好不超过 36 h。

②天气系统是否会发生突变。当天气系统处于显著变动状态时，天气系统的运动速度和强度就会发生剧烈变化，这时就不能简单地用外推法进行预报。

二、引导气流法

观测表明，地面高、低压中心的移动方向与系统中心上空平均层上的气流方向基本一致，移速与高空风成一定比例。实际工作中可利用 700 hPa 或 500 hPa 等压面上的地转风加以适当订正以预报地面系统中心的移动，这就是所谓的"引导气流法"，如图 11-3 所示。根据统计，地面气压系统中心的移动速度为其上空 500 hPa 风速的 0.5 ~ 0.7 倍，700 hPa 风速的 0.8 ~ 1.0 倍。通常夏季引导层较高，常用 500 hPa 等压面作引导层，冬季引导层较低，常用 700 hPa 等压面作引导层。应用引导气流法时应注意：

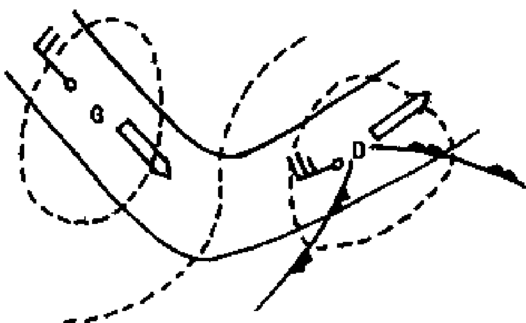


图 11-3 引导气流法示意图

①要考虑引导气流本身速度和方向可能发生的变化；

②对于暖高压和冷低压之类的准静止性的深厚系统，不能应用引导气流法；

③引导气流越强，效果越好。

三、经验预报法

1. 相似形势法

一般来说，在不同时间的天气图上的天气形势和天气过程是不完全相同的。但是，如果只考虑其主要方面，忽略次要方面，在大量的历史天气图中，总可以归纳出若干具有代表性的天气形势和天气过程，以此作为预报模式。在预报天气形势时，如果当时的天气形势和过程与某一模式的前期情况相似，我们就可以参考该模式的后期形势进行预报，这种方法称为相似形势法或模式法。例如我国的寒潮天气过程就可以基本上归纳为小槽发展型、横槽转竖型、低槽东移型和纬向环流型等几种模式。我国东部沿海的偏南大风和平流雾也总结出几种天气型。但实际天气过程不会与典型过程完全一致，所以在用相似形势法进行预报时，还必须着重分析影响当时天气系统运动发展的其他因素，预报模式只能作为一种参考。

2. 统计资料法

所谓统计资料法就是用统计的方法，从大量的历史资料中统计出各种天气系统的移动路径、速度和中心强度等的平均数据，以供预报时参考。例如，统计表明，在冬季，我国北方（35°以北）高空槽移速多在 40 km/h 以上，而在夏季，高空槽移速只有 25 km/h 左右。类似地还可以统计出气旋移速和锋面移速等。这些统计数据都可以作为预报时的参考资料。在航海气候资料中可以查到这些统计数据，海员在航海实践中也应不断积累这方面的资料，这些资料对做好航线天气分析和预测是很有帮助的。

四、物理分析方法

天气形势预报中主要是气压场形势的预报。引起气压变化的主要因素是动力因子与热力因子，物理分析法就是主要考虑了影响气压变化的温度平流（热力因子）和涡度平流（动力因子）的作用来进行高空形势预报的方法。

1. *冷暖平流法*

冷暖平流是引起气压变化的一个重要因素。在对流层中、上层，冷平流引起减压，暖平流引起加压；在对流层底层，其作用相反。据此总结出在 700 hPa 或 500 hPa 等压面图上应用冷暖平流的三条重要规则：

1）当温度槽落后于高度槽，高度槽线附近及槽后有明显的冷平流时，则该槽将加深，如图 11-4（a）所示；反之，当温度槽超前于高度槽，高度槽线附近及槽后出现暖平流时，则该槽将迅速减弱，如图 11-4（b）所示。

2）当温度脊落后于高度脊，脊线附近及脊后有明显的暖平流时，则该脊将加强，如图 11-4（c）所示；反之，当温度脊超前于高度脊，脊线附近和脊后有冷平流时，则该脊将迅速减弱，如图 11-4（d）所示。

3）当温度槽与高度槽重合，或者温度脊与高度脊重合时，冷暖平流微弱，则槽或脊未来强度变化不大，并且位置稳定少动。

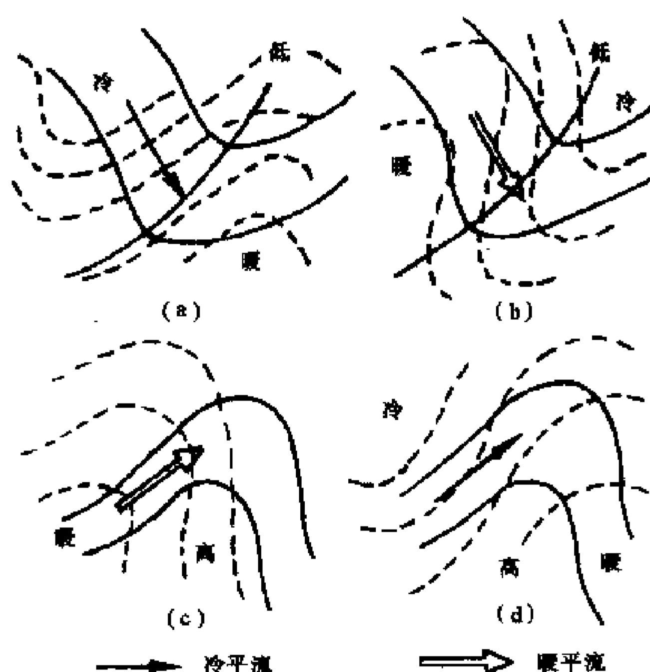


图 11-4　冷暖平流与槽脊强度变化的关系

应用冷暖平流法应注意以下几点：

1）在等温线密集的区域（锋区）预报效果好，在等温线稀疏的区域，预报效果较差；

2）冷暖平流法不能用于预报气压系统中心强度的变化；

3）应考虑冷、暖平流本身强度的变化。

2. *涡度平流法*

涡度是度量空气元量（无限小的空气块）旋转程度和旋转方向的物理量。气象学上规定：空气元量绕垂直轴逆时针旋转时，具有正涡度；空气元量绕垂直轴顺时针旋转时，具有负涡度。因此，在北半球，低压槽（或低压）中空气具有正涡度，高压脊（或高压）中空气具有负涡度。

当空气从涡度高值区流向低值区使局地涡度增大时，为正涡度平流；当空气从涡度低值区流向涡度高值区使局地涡度减少时，为负涡度平流。正涡度平流引起减压，负涡度平流引起加压。

根据涡度平流规则，得到预报气压系统的移动和强度变化的定性规则如下：

1）疏散槽（疏散脊）是发展的；汇合槽（汇合脊）是减弱的（如图 11-5 所示）。

2）对称性的槽（脊）没有发展，当槽（脊）前疏散，槽（脊）后汇合时，槽（脊）移动迅速；当槽（脊）前汇合，槽（脊）后疏散时，槽（脊）移动缓慢（如图 11-6 所示）。



图 11-5　非对称槽脊的强度变化

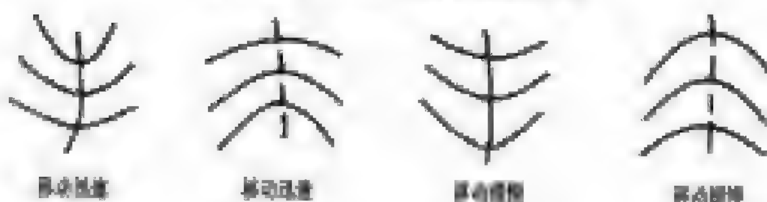


图 11-6　对称槽脊的移动快慢

第三节　大风和海雾的预报

大风和海雾是影响船舶航行的重要天气要素。许多海难事故都是因为大风和海雾等恶劣天气而引发的。因此，作为航海者对产生大风和海雾的天气形势及其预报着眼点应有所了解。

一、大风的预报

我国将平均风力达到 6 级（10.8～13.8 m/s）及其以上的风称为大风。国外的天气报告中，一般将风力达到 8 级及其以上的风称为大风。大风是在特定的天气形势下出现的。这里介绍我国及日本常见的几种大风天气形势及预报着眼点。

1. 我国近海的几种大风天气形势

根据天气分析预报实践，我国常见的大风有冷锋后偏北大风、高压后部偏南大风、低压大风以及台风大风和雷雨冰雹大风等。台风大风、雷雨冰雹大风已在有关章节作了介绍，这里主要介绍其余三种大风的特点和预报方法。

1）冷锋后偏北大风

冷锋后偏北大风，出现在冷锋后高压前沿气压梯度最大（等压线最密集）的地方。这种大风，春季最多，冬季和秋季次之，夏季最少。

预报冷锋后偏北大风时，主要应分析锋后的冷空气活动。一般情况下，与地面冷锋相配合的高空槽越深，槽后的冷平流越强，就越有利于冷锋后出现大风，大风区出现在冷平流最强区域所对应的位置，如图 11-7 所示。另外锋后 3 h 变压的大小也是预报冷锋后大风的良好指标。冷锋前后 3 h 变压正负中心的差值越大，则风力越强。大风区出现在正变压中心变压梯度最大的地方。一般冷锋前后 3 h 变压中心值相差 7 hPa（长江以南地区为 5～6 hPa），则在锋经过后常有大风出现。

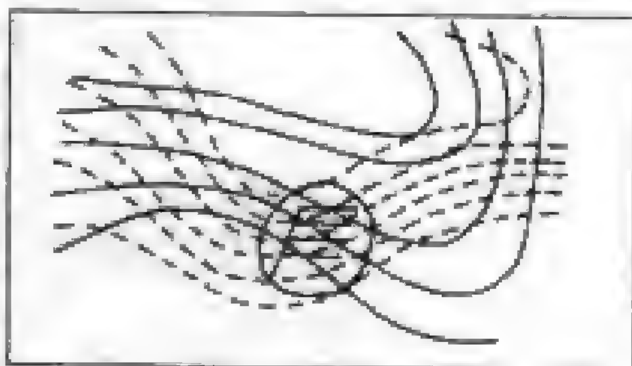


图 11-7　冷平流与大风区示意图

（虚线为 700 hPa 等温线；实线为 700 hPa 等高线）

2）高压后部偏南大风

这种大风多在春季出现，以我国东北、华北、华东等地区最为常见。出现偏南大风时的气压场多是“南高北低”（如图 11-8 所示）或“东高西低”（如图 11-9 所示）的形势。东北地区南部、渤海和黄海北部出现偏南大风的形势为“南高北低”型；东部沿海出现偏南大风的形势为“东高西低”型。

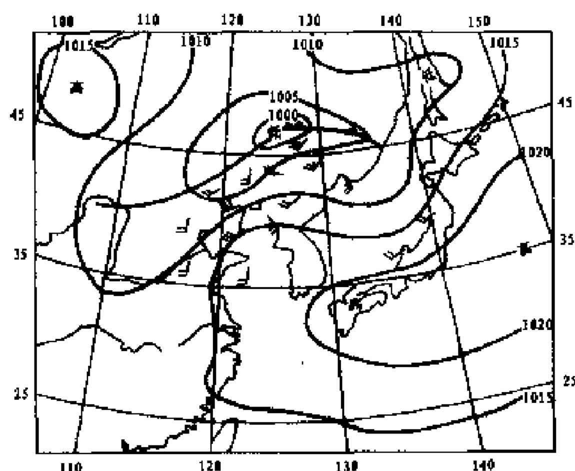


图 11-8 “南高北低”型大风形势

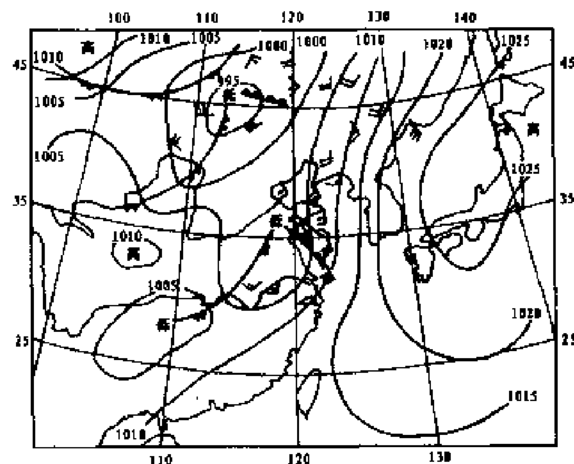


图 11-9 “东高西低”型大风形势

预报这类大风，首先应考虑未来气压场是否会出现“南高北低”或“东高西低”形势，然后再进一步分析海上高压、陆地低压的强度变化和移动情况及其与大风的关系。经验表明，当高压后部有强烈暖平流时，有利于产生偏南大风。

3）低压大风

低压大风即在低压发展加深时在低压周围气压梯度最大地区出现的大风。在我国经常出现大风的低压系统有东北低压、江淮气旋、东海气旋等。在我国的东北地区，长江中下游、东海和黄海海面上，经常出现低压大风。这种大风，一年四季都有，但以春季最多，对航运、渔业生产影响很大。

低压大风的预报应着重抓低压的发展加深。由于海上摩擦力小，这种大风多在气旋入海后出现，因此应特别注意低压入海后的动向。如果天气图上已出现了低压大风，则应着重分析低压未来的移向和强度变化。若没有减弱的征兆，则可进行外推。如果在预报时，低压周围没有出现大风，则需应用形势预报方法预报低压未来的发展变化。若预报低压发展加深，则应预报有大风。

2. 日本近海的几种典型大风形势

1）台湾坊主

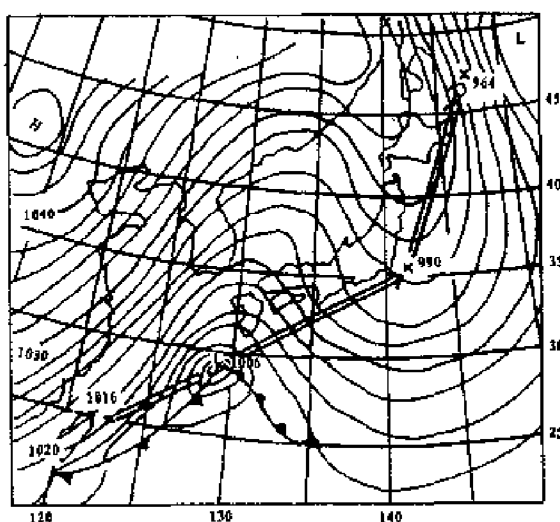


图 11-10 台湾坊主

日本将冬、春季产生于台湾东北海面上的低气压称为“台湾坊主”，如图 11-10 所示。它在开始形成时，中心气压往往并不低，边向东北方向移动边发展，到达日本南部海面迅速加深，24 h 之内可下降 10～20 hPa，并且伴有 10 级以上大风，然后

气旋移速加快，可达到 40 ~ 60 km/h，大风范围不断扩大，天气变化激烈，当它到达千岛群岛和堪察加半岛以东洋面时，中心气压可降至 960 ~ 940 hPa，最后在阿留申群岛一带锢囚消亡。

航行于日本近海的船舶，往往由于对此类低压的迅速加强估计不足而发生海事。

2）日本海低压

日本海低压在春季较多。产生于黄海、东海的低压移至日本海后迅速加深，会引起全日本吹强劲的西南风，海况恶劣，如图 11-11 所示。

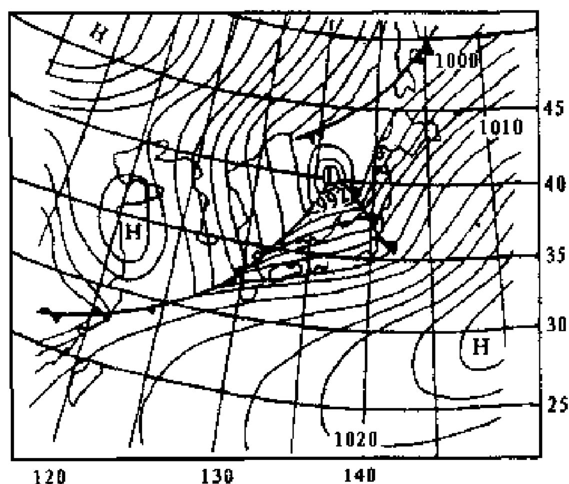


图 11-11　日本海低压

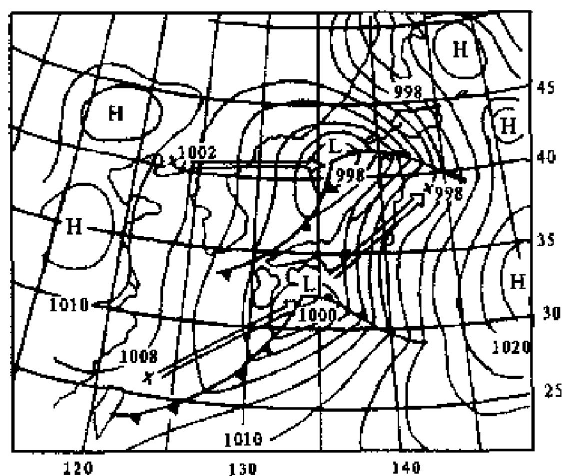


图 11-12　双低压

3）双低压

当发生在黄海的低压进入日本海并迅速发展，同时发生于东海的低压朝日本南部沿岸移动，这种形势称为双低压。两个低压逐渐接近，并在北海道以东加深，常可达热带气旋强度，如图 11-12 所示。

二、海雾的预报

1. 天气形势预报法

海洋上的雾主要是平流雾和锋面雾。平流雾是在某些特定天气形势下，低空暖湿空气移到冷海面上而形成的。海面的热力状况在短期内变化甚微，可视为定常状态，所以对短期预报而言，天气条件是否有利是平流雾能否生成的主要因素。锋面雾更是和冷、暖锋联系在一起的。因此只要预报出未来是否存在有利于暖湿空气输送的天气形势，再参考其他指标，就可以作出未来是否有雾的判断。

在不同的海区和季节，成雾的天气形势可能不同。根据历史资料的分析，我国气象工作者总结出我国近海海雾发生的主要天气形势有入海变性高压西部型、太平洋高压西伸脊西部型、气旋和低槽东部型、锋前型等几种，如图 11-13 所示。

2. 单船预报法

船舶在航行中可根据本船沿途的观测资料以及其他资料预测海雾的生消，方法有：

1）干湿球湿度表法

干、湿球温度表的读数差值大，意味着空气中的相对湿度小，不会出现海雾；如果差值越来越小，说明相对湿度不断增大，有向生雾的趋势发展；当干、湿球湿度相同时，说明空气已达到饱和，就会出现海雾；在雾中，如果干、湿球湿度表的读数差值逐渐增大，表明海雾正趋于消散之中。

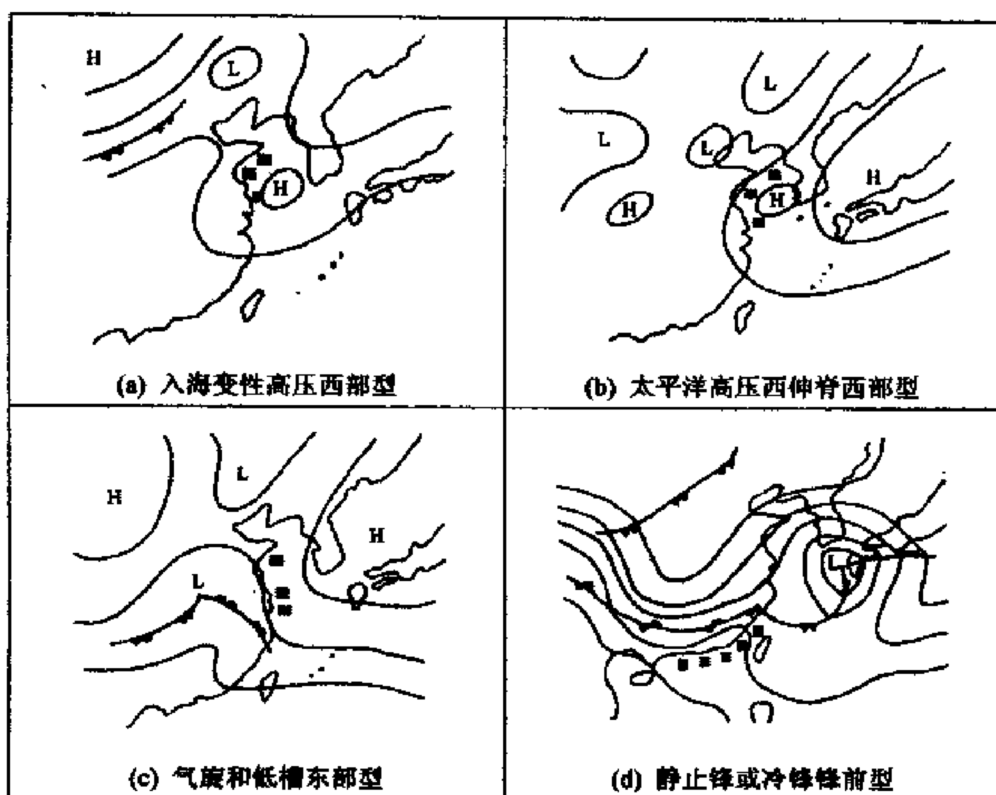


图 11-13　我国近海海雾发生的主要天气形势

这种方法在有降水时不适用，因为降水前后的湿度也较大，这时干、湿球温度的差值很小，但不一定有雾。

2）露点水温图解法

露点水温图解法就是将本船沿途观测到的露点和表层水温作成动态曲线（如图 11-14 所示）来分析判别海雾的生消。图 11-14 中，t_d 表示露点温度，t_w 表示表层海水温度。海上平流雾的生消趋势可根据两条曲线之间的位置和距离变化来判别。当两条曲线的间距逐渐变小时，表明成雾的可能性增大；当两条曲线相交并且露点温度高于海水温度时，表明雾可能快产生了。据统计，当 $t_d - t_w \geqslant 2℃$，且其他条件合适时，出现海雾的概率为 80% 左右；如水温高于露点温度且两曲线之间的距离增大，则不可能有雾产生。有雾后出现这种情况，表明雾将趋于消散。

3）雾风花图法

这实际上是一种气候预测法。在航海气候图上，多用雾风花图（Fog wind rose）来表示各个海域的雾和季节及风向的关系。图 11-15 为某一海域 6～8 月和 12～2 月的雾风花图。该图指出了 8 个风向出现雾的概率。由图可知：雾和东风、东南风、南风并见的概率，冬夏季几乎一样；其他任何风向出现雾的概率，夏季远远大于冬季。应用这种图，同时参考当时的天气实况，可以预测未来海雾生消的概率。

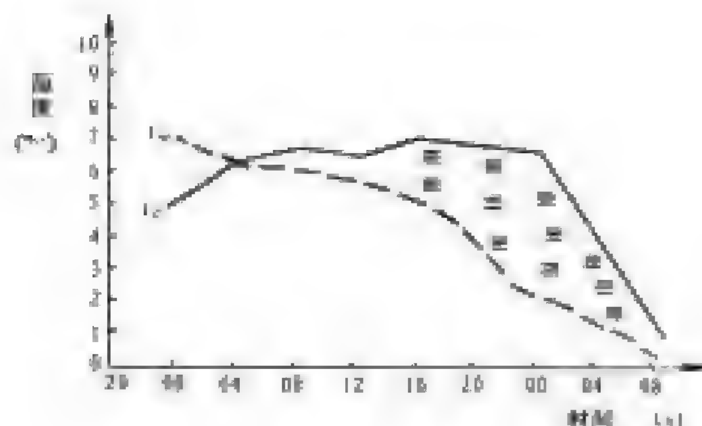


图 11-14　露点水温曲线图

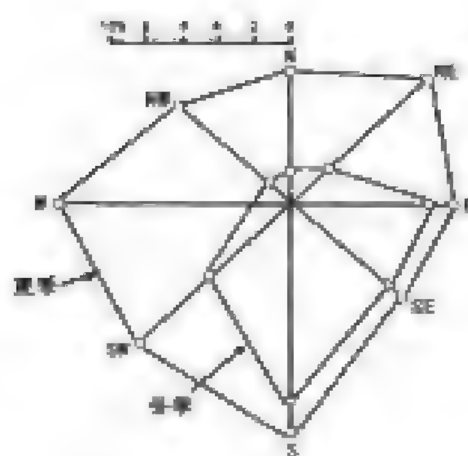


图 11-15　雾风花图

第四节　航线天气预报

航线天气预报是指航海人员利用气象部门的预报成果，自行制作航线上未来 12 h 或 24 h 内的短期天气预报。制作航线天气预报与作某一海域的天气预报的不同之处在于，后者只须考虑天气系统的移动，而前者不仅要考虑天气系统的移动，而且还要考虑船舶本身的运动。因此制作航线天气预报的关键是要知道未来 12 h 或 24 h 内船舶与影响其航行的主要天气系统之间的相对位置，从而根据天气系统的一般天气模式，结合船上收到的天气报告及船舶实测气象资料等作出航线短期天气预测。下面简要介绍大连海运学校吴永芬等提出的航线天气预报方法。

一、航线天气预报的制作程序与具体方法

制作航线天气预报可分以下五个步骤进行：收—看—绘—报—择。

1. 收

通常应接收地面分析图（AS）、地面预报图（FS）、波浪分析图（AW）、波浪预报图（FW），必要时可加收其他的图，如热带气旋警报图（WT）、海流图和海冰图等。此外还要接收有关海域的天气报告。

2. 看

将与地面分析图相同时间的船位点绘在所收的实况图上，并根据计划航向画出计划航线，看：

1）本船目前受何天气系统影响，位于天气系统的什么部位。

2）由计划航向和天气系统的移向，看未来船舶主要受何天气系统影响，是否有危及航行安全的天气发生。如有，则进入下一步“绘”；如无，则结束。

3. 绘

绘制船舶和影响其航行的主要天气系统之间的相对位移线。

1）绘天气系统在预报时效内的位移线段

将 AS 或 AW 图上天气系统的实际位置及 FS 或 FW 图上天气系统的预报位置点在同一张图上，连接实测位置点和预报位置点便绘成了预报时效内的位移线段。如果天气系统在预报时效内的移向和移速有变化，则可增绘 12 h 的预报位置（来自天气报告），将上述三个位置点

在同一张图上，连接三点便绘成了天气系统的位移线。此位移线可以为直线，也可以为折线。

2）绘出船舶在预报时效内的位移线段

在绘有天气系统位移线段的图上，点上与图名标题相同时间的船位，画出计划航向，由该轮的航速则可算出预报时效内的推算船位，如6、12、18、24 h的推算船位，并在计划航向上作出相应标记。

3）绘出相对位移线

在上述两条位移线段上分别作相同时间间隔的等分记号，逐一画出各等分时刻船舶相对于天气系统中心的相对位置点，最后将各相对位置点用点画线连接起来，便绘成了相对位移线。下面介绍在实况图上（AS或AW图上）以天气系统为参考点（不动点）船舶相对位移线的绘制方法。

首先在实况图上（AS或AW图上）绘制出天气系统和船舶在预报时效内的位移线段，如图11-16中的线段B_0B_2和A_0A_2所示，在位移线上分别点出各时刻（本例取世界时00，12，24三个时刻）天气系统和船舶所在位置，如图中的B_0、B_1、B_2和A_0、A_1、A_2所示。

连接A_1与B_1，并将线段A_1B_1平移，使B_1这一端与B_0（00Z天气系统中心）重合，在另一端点处记C_1。同样，连接A_2与B_2，并将线段A_2B_2平移，使B_2这一端与B_0重合，在另端点处记C_2。连接A_0、C_1、C_2，并向前延伸，则得到24 h内船舶相对于天气系统中心的相对位移线R_m。

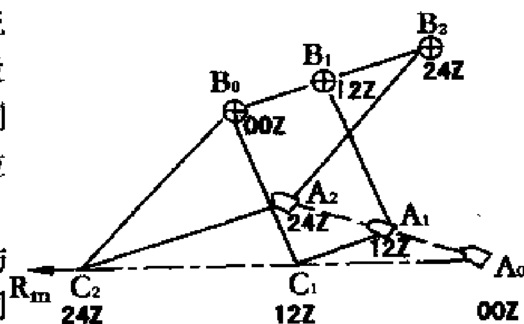


图11-16　船舶相对位移线的绘制示意图

如果在预报图（FS和FW图）上操作时，则以预报天气系统中心为参考点（不动点），按上述同样的方法绘出船舶相对于预报天气系统中心的相对位移线。

4）将天气分析图上及天气报告中的大风警报范围绘在图上

4. 报

报即作出沿航线上未来12 h或24 h内的天气预报。作天气预报时应考虑图的时效，综合使用实况图和预报图。如用AS和FS图作航线24 h天气预报时，通常前12 h的预报用AS图，后12 h的预报用FS图，而中间12 h前后一段时间综合使用AS和FS图。

1）风的预报

（1）风向的预报

风向的预报可通过气压场的情况，按照风压定律作出（风向与等压线平行。北半球，背风而立，高压在右，低压在左；南半球，则相反），还要考虑摩擦力的影响（摩擦力使风向偏离等压线由高压指向低压），在海面上，摩擦力使风向偏离等压线10°～20°。

（2）风速的预报

①天气图的应用

天气图中有大风警报，如[W]、[GW]、[SW]、[TW]等，另外图中有时有关于天气系统风力大小及其范围的文字说明（前面已将其绘在图上），还有单站实测资料，这些可供预报时参考。

②公式计算

在天气图上计算海面风时，通常采用地转风近似法，而地转风速可利用式(3-7)或式(3-8)

计算得到，也可以查附录1中的地转风速查算表而得。海面实际风速约为地转风速的60%～70%，一般取65%。

2）浪的预报

根据波浪分析（AW）图和波浪预报（FW）图上绘制的等波高线和主波向等来预报，同时要注意参考天气报告中提供的有关浪的预报结果。需要注意的是，波浪分析（AW）图上的波高为风浪和涌浪的合成波高，波浪预报（FW）图上的波高为有效波高。

3）雾及其他天气现象的预报

根据天气图上和天气报告中提供的浓雾及其他天气现象的预报结果，同时参考预报点附近单站实测的气象要素综合进行预报。

5.择

在上述预报的基础上，必要时船长可结合本船的性能、技术条件、载货等情况，选择一条尽量避开大风浪区的安全经济航线。

二、航线天气预报实例

"明华"轮2001年4月5日0000Z位于45°N，170°W，计划航向W，航速20 kn，叙述船舶在该航线上0000Z、1200Z和4月6日0000Z的天气与海况。

1.收

"明华"轮于0400Z收到JMH发布的ASAS图，0700Z左右陆续收到AWPN、FSAS、FWPN图（如图11-17至图11-20）。

ASAS JMH
050000UTC APR. 2001
SURFACE ANALYSIS

图11-17 地图分析图

2.看

将0000Z的计划航向点在AS图上，并标明计划航向JH。由计划航向和天气系统移向看出，船将与988 hPa的锋面气旋相遇。该锋面气旋正以20 kn的速度向NE方向移动，气旋区

域内有大风和暴风警报。

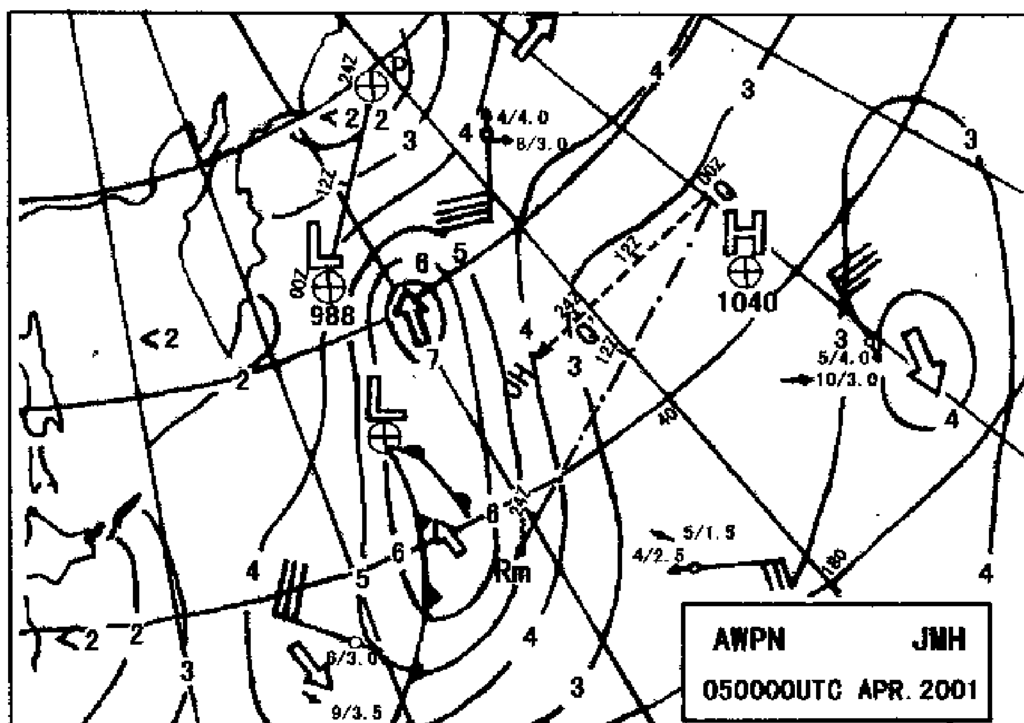


图 11-18 波浪分析图

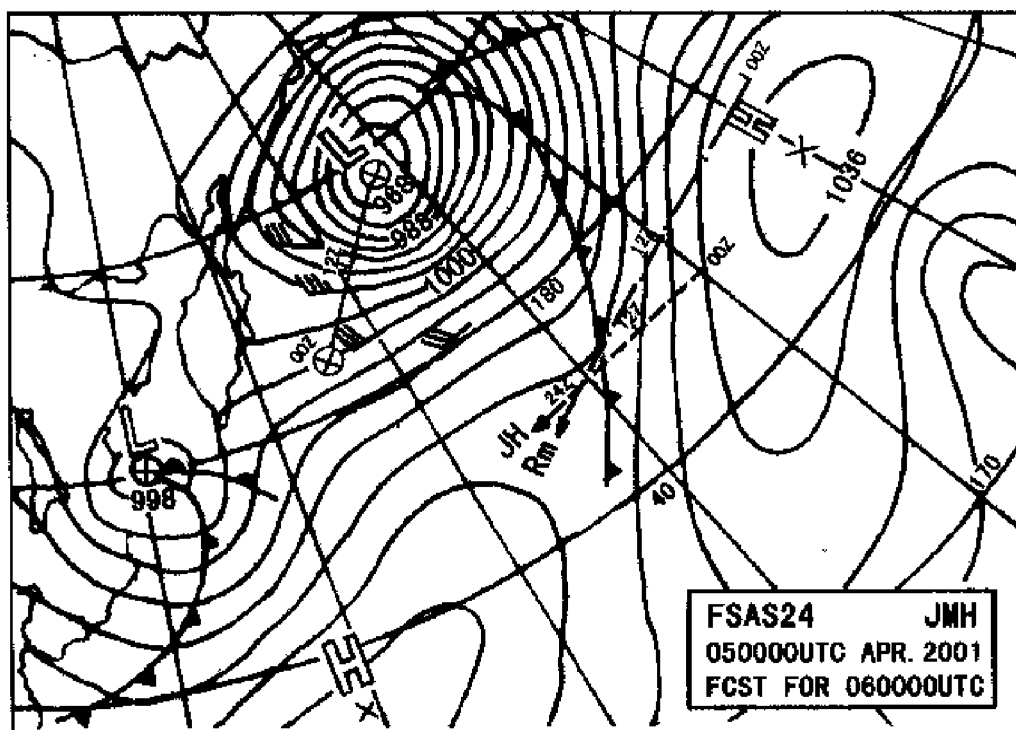


图 11-19 地面预报图

3. 绘

根据“看”的结果，明华轮应绘制本船和锋面气旋之间的相对位移线。

绘天气系统位移线段：将 FS 图上该系统 24 h 的中心预报位置点在 AW 图上（即图上的

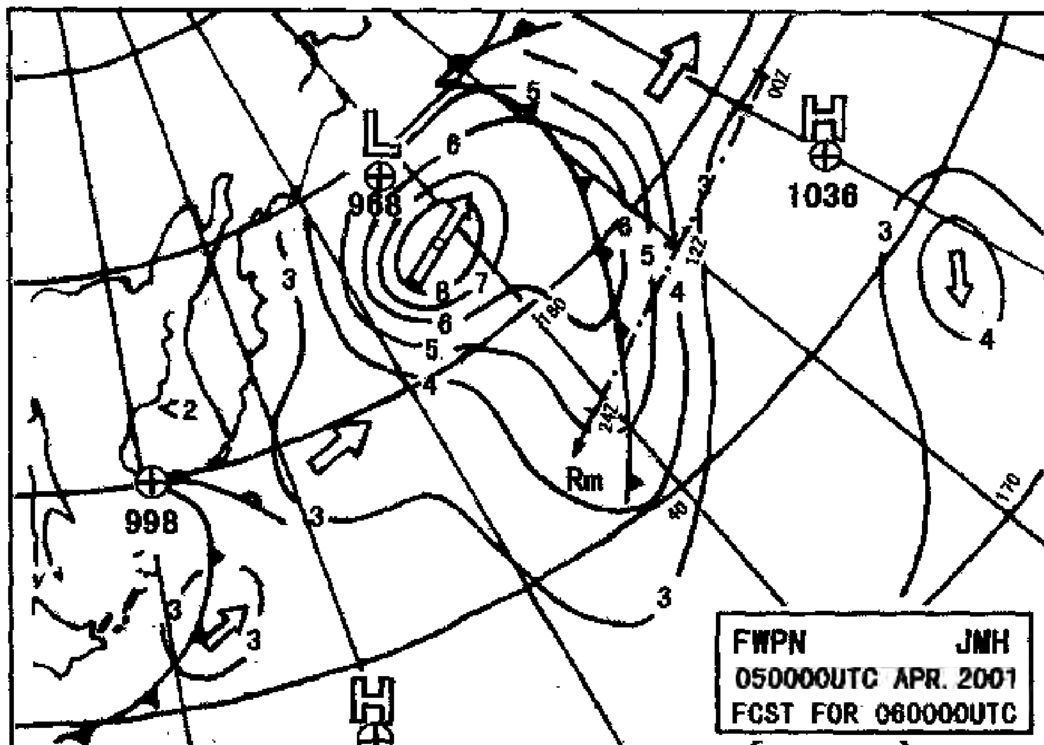


图 11-20 波浪预报图

P 点)，连接系统的实测和预报位置点，便绘成了天气系统在未来 24 h 内的位移线段(如图中的实线所示)。在位移线段上取一等分点，得到 1200Z 天气系统的预报位置。

绘船舶位移线段：自 AW 图上 0000Z 船位(图中的 Q 点)画出计划航向 JH，由航速(20 kn)算得 24 h 内的计划航程 480 n mile(相当于 8 个纬距的长度，在天气图上量取一个纬距长度时，应在船位附近经线上量取)，据此得到 24 h 的推算船位点(图中的 Q′点)，连接 0000Z 的船位点和 24 h 的推算船位点，得到 24 h 内的船舶位移线段(如图中的虚线所示)。同样在位移线段上取一等分点，得到 1200Z 的船舶位置。

绘相对位移线：在 AW 图上，按照前面讲述的方法，画出“明华”轮与 988 hPa 锋面气旋之间的相对位移线 R_m(如图中的点画线所示)。同样在 FS 图上，画出“明华”轮与 968 hPa 预报锋面气旋之间的相对位移线 R_m(如图中的点画线所示)。

将 AW 图上 0000Z、1200Z、2400Z 的相对位置点，按其所在的经纬度逐一点到 AS 图上，连成相对位移线。同理，将 FS 图上 0000Z、1200Z、2400Z 的相对位置点，搬到 FW 图上，绘成相对位移线。

4. 报

根据画出的相对位移线，综合考虑 AS 和 FS 图，作出未来 24 h 内的航线天气预报。

4 月 5 日 0000Z：从 AS 图上看，0000Z 船舶处于 988 hPa 锋面气旋和 1 040 hPa 高压之间，在 988 hPa 锋面气旋 ESE 约 1 000 n mile，当时海上构成“东高西低”的天气形势，高低压之间吹 SW 风，风力较大，通过地转风近似法求得 0000Z 船位点处风速约 11.7 m/s(5～6 级)；从 AW 图上看，浪高为 3 m 左右，浪向 SW；从 0000Z 船位点附近测站看，当时天空多云到阴，但尚未有降水，气温 8～10℃，能见度不良。

4 月 5 日 1200Z：综合 AS 和 FS 图，1200Z 船舶仍处于上述锋面气旋和高压之间，在锋面气

旋 SW 约 750 n mile，1200Z 风向为 SSW，通过地转风近似法求得风速约 14.6 m/s(6～7 级)；综合 AW 和 FW 图，浪高为 3.5 m 左右，浪向偏 S；1200Z 其他天气情况基本同 0000Z。

4 月 6 日 0000Z：从 FS 图上看，船舶位于两个高压之间，在锋面气旋偏南方向约 800 n mile 处，风向以偏西风为主，风速不大，约 4.5 m/s(3～4 级风)；从 FW 图上看，海面波浪仍然较大，浪高 5 m 左右，浪向 W。4 月 6 日 0000Z 的天空状况较前有所好转，能见度中等。

5. 择

从以上分析可知，明华轮从 4 月 5 日 0000Z 到 4 月 6 日 0000Z 这段时间里，基本上是顶风、顶浪航行，浪高在 3～5 m 之间，能见度不良。这种状况对船舶的安全航行造成一定的影响，故可以考虑将原航向改为 SW，待避开大风浪区域后，再恢复原定航向。

复习思考题

1. 什么是天气预报？天气预报是如何分类的？

2. 何谓天气形势预报？它与天气预报有什么区别？

3. 什么是天气图预报方法？什么是概率统计预报方法？如何正确理解天气预报的概率统计性质？

4. 简述数值天气预报的基本原理和目前发展情况。

5. 简述短期天气预报的制作过程。

6. 简述地面风的一般预报方法。

7. 什么是外推法？说明它的原理、时效和使用注意事项。

8. 什么是引导气流法？使用时应注意哪些问题？引导气流法适用于哪些天气系统？有哪些天气系统不能使用？预报热带气旋时选择哪个高度为引导层较好？

9. 试述冷暖平流与气压变化的关系。在实际工作中用冷暖平流预报高空槽、脊移动和强度变化有哪些定性规则？

10. 500 hPa 等压面图上的温压场如下图所示：

1）判断 A、B、C 三点是冷平流、暖平流、零平流？

2）用温度平流规则判断该槽未来 12 h 内是加深还是减弱？并简述理由。

3）用箭头表示 A、B、C 三点的风向。

4）判别该槽未来移向，并用双箭头画出。



11. 绘出有利于高空槽、脊发展的温度场和高度场的配置示意图。

12. 涡度平流和气压变化的关系如何？说明等高线的散合和曲率变化与槽脊移动、发展的关系。

13. 我国常见的大风类型有哪些？简述这几种大风的预报方法。

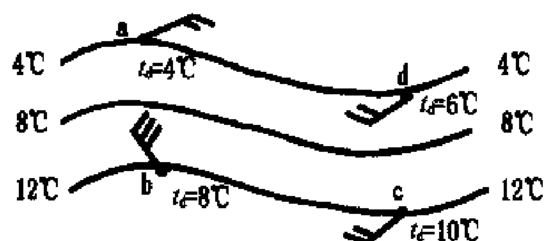
14. 简述日本沿海三种主要锋面气旋天气形势。

15. 我国沿海出现平流雾的典型天气模式是什么？各主要出现在什么季节？

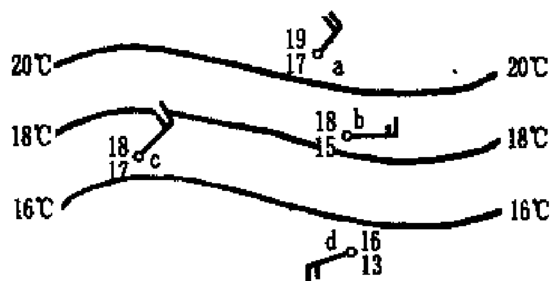
16. 为什么人海高压后部的海面上容易产生平流雾？

17. 怎样利用干、湿球温度表法和露点、水温图解法判断海雾的生成和消散趋势？

18. 下图为北半球某海域水温图，根据 a、b、c、d 各点测定的风向、风速及露点，分析各点的雾情。



19. 下图为南半球某海域水温图，并有 a、b、c、d 四条船的观测资料，判断何船可能遇雾？



20. 何谓航线天气预报？它与一般的天气预报有何不同？简述航线天气预报的制作方法。

第十二章　船舶气象导航

船舶气象导航又称船舶气象定线（Ship Weather Routing），是航海技术的最新发展。它可以使横渡大洋的船舶提高安全性，缩短航行时间，节省燃料，减少因天气导致的损失。目前船舶气象导航在航海上已得到广泛使用。

第一节　概　述

一、气象导航的发展概况

在帆船时代，航海专家们就掌握了利用季风远渡大洋的技巧，但利用天气图方法，为跨洋船舶优选航线的气象导航技术的研究则始于20世纪50年代初。1952年美国人霍华德·卡斯特创立了世界上第一个商用船舶气象导航机构——大洋导航公司（Ocean Routes Inc.）。20世纪60年代后期，随着预报技术的提高，英国、德国、苏联等国先后建立了气象导航服务机构。到了70年代，随着大气科学和计算机技术的飞速发展，数值天气预报和气象卫星监测海洋风暴灾害技术的广泛应用，才使现代气象导航技术有了坚实的基础。

从20世纪80年代开始，我国国家气象局及其他一些单位也逐步开展了气象导航的研究和服务，并已取得显著成绩。中央气象台海洋气象导航中心经过十余年的技术研究和科学试验，开发研制了气象、航海和计算机新技术，在国家气象中心建立了先进的全球船舶气象导航业务系统，开展了全球性气象导航服务；建立了由多台专用计算机与巨型计算机联网的自动化程度较高的实时气象导航业务系统；研制了全球导航专用的电脑图形显示软件和全球气象船位监控系统；开发了全球航线计算、优选和航次评估自动化技术；完成了全球导航通信网建设；实现了24 h值班和全天候咨询。这些年来，中央气象台海洋气象导航中心圆满完成了为航行于全球各海域的数千艘船舶的气象导航任务。

二、气候航线

以往，横渡大洋的船舶大多选择大圆航线，目的是使航程尽量缩短些。由于大圆航线没有考虑到沿途的水文气象条件，故采用大圆航线，航行距离虽然最短，但航行时间不一定最省，而且往往不能按计划抵达目的港，导致船期延误，开支增加，有时甚至在途中遭到狂风巨浪，造成货损、船损或人命事故。

一名优秀的船舶驾驶员，总希望将航程中的水文气象情况摸清楚，从而选择一条理想的航线，以期安全迅速地到达目的港。因此，每当起航之前，他们总要查阅《引航图》、《航路指南》和《大洋航路》等资料，以便选择一条合适的航线。这种根据《引航图》、《航路指南》和《大洋航路》等资料所提供的某海区在某季节的平均天气状况而拟定的航线，称为"气候航线"。

三、气象航线

由于在航行中实际遇到的天气，往往可能与航行海区该季节的平均天气状况有很大出入，因此，在气候航线上航行，因遭遇恶劣天气而造成船损或延误航时的现象仍然是屡见不鲜的；而采用船舶气象导航技术，则可以使船舶缩短航行时间，节省燃料，减少因恶劣天气造成的

损失。

船舶气象导航是根据近期内航行海区的天气预报与海况预报(3～7天甚至10天左右的预报),结合船舶性能、船型、装载特点和航行任务等因素制定一条既经济又安全的最佳航线,并跟踪指导船舶完成的一种航海技术。气象导航所推荐的航线,称为"气象航线"。

根据船舶运输任务及船长要求的不同,气象导航机构所推荐的"气象航线"一般又可分为最经济航线和最舒适航线两种。

所谓"最经济航线",是使船舶从出发港到目的港之间的整个航行,在确保安全(即船损、货损减小到最低限度)的前提下,减少航时、节省燃料、提高船舶营运效益的航线。其中减少航时对节省燃料、提高效益有显著作用。因此,通常把最短航时航线(即全程时间最省航线)作为最经济航线。

所谓"最舒适航线",是要求在航行中尽量减少大风浪影响的航线。客船和旅游船常采用最舒适航线,而一般货船,则以采用经济航线为主。

四、气象导航的主要效益

船舶气象导航的效益主要体现在下述两个方面:

1. 船舶航行安全水平明显提高

1)船舶采用气象导航后,因天气及海况因素而造成的重大海事大大减少。

2)气象导航使船舶尽量避开恶劣天气区,减小了风浪等对船体的损害。

3)由于航行环境有所改善,减少了船损,货损也随之减少。

2. 船舶营运经济效益显著

1)缩短航时,节省燃料费用,降低营运成本。我国中央气象台海洋气象导航中心多年的服务实践证明,气象导航的经济效益是显著的。据他们对471艘船舶应用气象导航情况的统计,总共节省航行时间282.6天,平均每航次节省0.6天,其中北太平洋高纬航线节省时间最多;相应节约燃料费约353万元、节约租船费约1 944万元,相当于每艘船每个航次节约5万元。

2)其他经济效益。接受气象导航的船舶航行时间缩短,到港时间准确,提高了运输质量,赢得了信誉。这对那些有时间限制的运输合同,显得十分重要,对于那些赶潮水进港的船舶意义更大。若脱一次潮水,就会损失好几个小时,有的还要损失滞期费。此外,采用气象导航后,由于减少了船舶遭受大风袭击,从而也降低了船舶维修和货物损失赔偿费。

第二节 航线选择方法

一、船舶运动性能曲线

船舶运动性能曲线图又称波高—船速曲线图,它是用来表示船舶在有风浪海区中航行时不同波高、波向的海浪对船速的影响。不论是在岸上或船上拟定气象航线都不能缺少这种图。船型、功率和船体特性不同的船舶,对海上风浪的响应特征是不同的。图12-1是"胜利"型货船在顶浪、横浪、顺浪(定义如图12-2所示)和不同波高下船速降低的情况。图中船速与波高的关系是根据大量同型船在多种风浪中航行时实际测得的失速数据经过统计整理得出的。现在有些气象导航机构,根据多年来他们为各类船舶进行气象导航的经验,综合不同类型船舶的运动性能曲线而得出典型的系列曲线图。

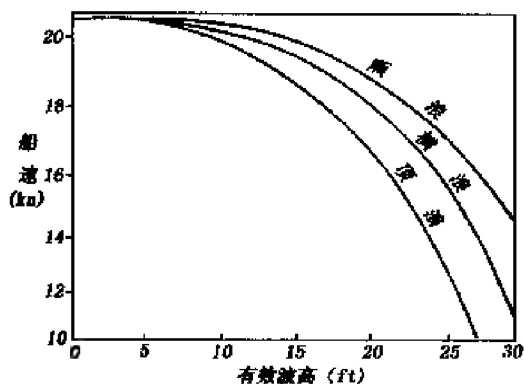


图 12-1 "胜利"型货船的波高—船速曲线图

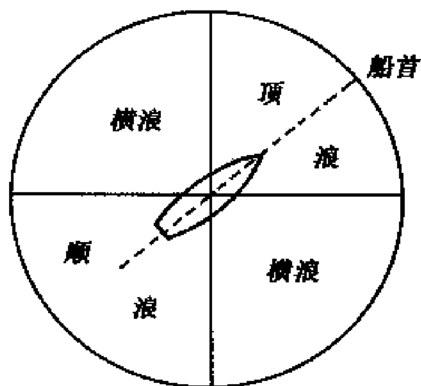


图 12-2 相对于船首向的波向定义

有了这种图,就可以根据航行海区的波浪预报图,查到船舶所在处的波高和波向,从而求得下一段航程中船舶的估计航速,由此推算未来若干时段内的航程,优选出最佳航线。

二、等时线法

等时线(Isochrone)法,又称最短时间航线作图法。它的基本原理是,首先用大圆航线将起航点至目的地,或某时刻船舶在海上的实际位置至目的地连接起来作为参照,然后在这条大圆航线附近天气、海况允许航行的范围内进行作图推算。具体做法是,首先利用波浪预报图和船舶运动性能曲线计算出各可航航线上的航速,再求出一天的航程,从而得到 24 h 后船位的一系列可能到达点,将这些点用一条光滑的曲线(S_1)连接起来。然后由 S_1 上各点出发,再利用第二天的波浪预报图和船舶性能曲线求得曲线 S_2。如此绘制下去,可以得到 S_3 等一系列曲线。然后以目的地为圆心作最后一条曲线的切线,得一切点,该切点离目的地最近。再以该切点作倒数第二条曲线的切线,又得一切点,如此这样下去,直至作至第一条曲线为止,这样得到一系列切点,将这些切点及起航点(或某时船舶在海上的实际位置点)和目的地连接起来,则得到最短时间航线。显然,最短时间航线的每一分段航线都垂直于各自的 S 曲线。图 12-3 中,A、B 分别表示起航点和目的地。利用上述方法最后得到的最短时间航线为 BZYXA。

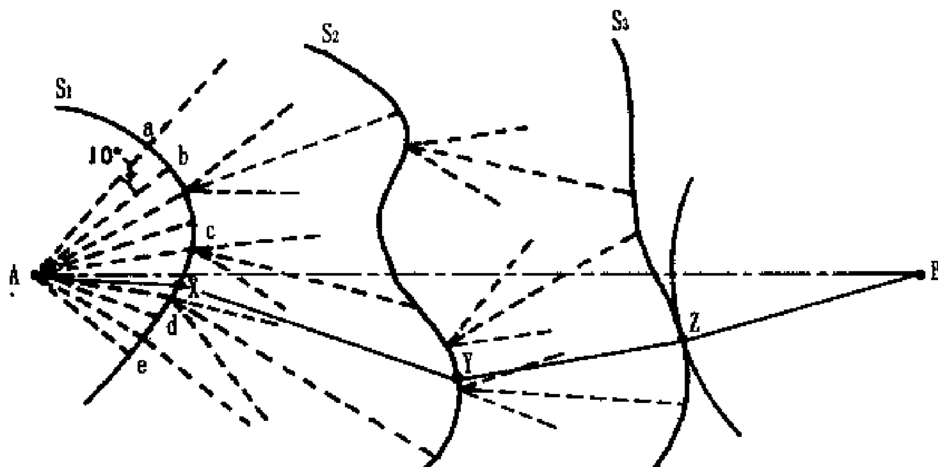


图 12-3 最短时间航线作图法

第三节　气象导航的基本原理

一、气象导航的基本原理

船舶气象导航的基本原理是根据船舶性能、载货情况及所取得的大气和海况预报资料，选择一条既能尽量避开大风浪，特别是顶头浪和横浪等不利因素，而又能充分利用有利的风、浪等因素的航线，使之达到所要求的最佳程度。但如何来具体选择呢？它涉及气象学、海洋学、造船学、航海学以及计算机科学等多方面的知识，而且，天气和海况的变化以及船舶在各种风浪中的性能变化，是相当复杂的。因此，真正要选择一条切合实际的理想航线并不简单，它是一门综合性技术。下面以最简单的例子来说明船舶气象导航的基本原理。

图12-4是横渡大西洋的航线选择。航线A是从纽约到英格兰南安普顿的以大圆为主的航线，航线B是气象导航人员在当时天气和海况形势下推荐的航线。等值线是以英尺为单位的预报波高，闭合曲线表示波高超过16 ft(4.9 m)的区域。从图中可以看出，在纽约与南安普顿之间航线A的距离虽最短，但船舶沿此航线航行，必然会遇到16～28 ft(4.9～8.5 m)高的波浪，船舶的航速将大大降低，船舶及货物还可能受到损害。在推荐航线B上，最大波高只有12 ft(约3.7 m)，船损与货损可以避免，船舶的失速比在A航线上要小得多，船舶的总航时可能还会比在A航线上少。当然，这只是把波场看成是不变的情况下的定性估计，实际上预先绘制的航线与实际航线是不完全一致的，航行中遇到的实际情况与事先的估计还可能有较大出入。

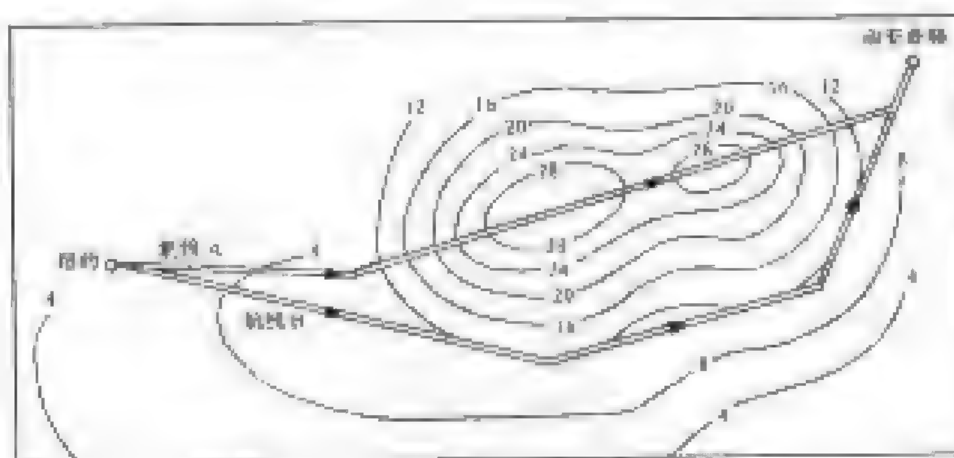


图12-4　大西洋上的最佳航线选择

影响船舶航行速度的主要海洋水文气象要素是风、流和浪，其中浪是最主要的因素，因此，在上面列举的航线选择的例子中，重点考虑了航行海区的波浪预报图。

图12-5是横渡北太平洋的航线选择。航线A是1977年1月，气象导航机构为"菲尔莫尔总督"轮推荐的从奥克兰至野岛崎的气象航线，这是一条经白令海的高纬度航线。航线B是一艘同类型船舶在相同时段内所采用的中纬度习惯航线(属气候航线之一)。

一般认为高纬度海区冬季风浪较大，其实并不完全如此。从图上可以清楚地看到，"菲尔莫尔总督"轮在A航线上遇到的最大风速为13 m/s(1月17日)，其余几天的风速均比中纬度小，而在B航线上航行的另一艘同类型船舶则是一路顶风。B航线航程4 990 n mile，平均

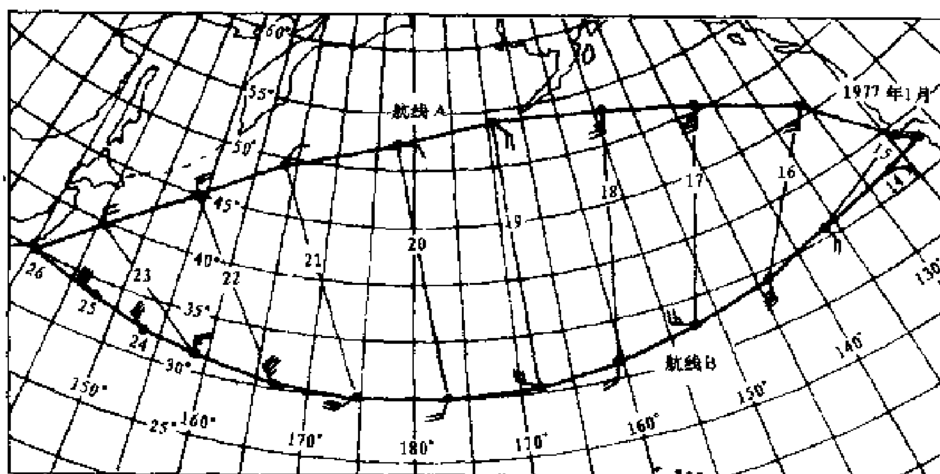


图 12-5 "菲尔莫尔总督"轮航线图

航速 16.8 kn，总航时 297 h；而 A 航线航程 4 885 n mile，平均航速 21.3 kn，总航时 229 h，气象导航使航程缩短了 105 n mile，航时节省了 68 h。

从上述两例可以看到，船舶气象导航重点考虑了天气和海况的中、短期变化，而天气和海况的这种中、短期变化，一般气候图是反映不出来的。例如，从多年平均的历史资料来看，冬季 30°N～35°N 已处于阿留申低压的南侧边缘，图 12-5 中的 B 航线是一条可取的西行航线，但从天气和海况的中、短期变化来看，则情况有时会有很大的不同。冬季北太平洋西部温带气旋活动频繁，产生于中国内地及近海的气旋，向东北方向移动，常在日本附近或东部海洋发展到最强，气旋的中心气压可降到 980 hPa 左右，在其后部有大范围风速达 20 m/s 以上的西—西北强风，海浪也常达 5 m 以上，其中气旋的西南方位风浪最大，浪高可达 7 m 以上。在黑潮上时有三角浪产生。这些对于沿 30°N～35°N 西行的船舶是很不利的，甚至是危险的。气象导航正是重点考虑了中、短期预报中这种气旋的活动情况，而选择了高纬航线，以尽量避开由气旋产生的狂风恶浪区。

二、气象导航所考虑的主要因素

船舶气象导航是一门涉及多种学科的综合技术，所考虑的因素大致可分为以下几类：

1. 环境因素

1）天气类型和风暴路径；2）风、浪、涌；3）热带风暴（飓风、台风等）；4）洋流；5）地方性天气和天气的地方性特征；6）季节性天气和海况。

2. 船舶因素

1）船型；2）航速；3）吃水；4）稳性；5）甲板装载、压载；6）海上操纵性能；7）导航设备。

3. 货物因素

1）温度要求；2）海上保护。

4. 营运因素

1）船期计划；2）燃料节省措施；3）保险限制。

上述这些因素对气象导航影响的大小在各航次中是不同的，作船舶气象导航时必须综合加以考虑。其中大范围的天气和海况预报是船舶气象导航的基础和关键。

三、气象导航所需的基本资料

船舶气象导航所需的基本资料见表 12-1。

表 12-1　船舶气象导航所需基本资料

类别	内　容
地面气象资料	南北半球地面实况资料和各种预报时效的数值预报产品 世界各大洋实时船舶气象报告资料和跟踪过境船舶的天气报告资料
高空气象资料	南、北半球高空实况分析和预报图
波浪资料	各大洋波浪实况分析和预报图
卫星气象资料	覆盖全球实时卫星云图照片（每小时一次） 各种海洋气象卫星数值计算资料
冰况资料	可通过卫星云图分析，也可通过传真机接收冰况图
海流资料	海流实况值，海流推算值
台风警报资料	通过电传或传真接收获得的各类风暴资料
船舶资料	各类型船舶性能曲线，航速、稳性、吃水差、船舶装载、货物种类等资料 船舶航行实测气象资料
航海资料	各类海图 引航图，水路志（日本、英国、美国版），航行警告（定时的和非定时的） 不同航线、不同种类船和实际航行航线的统计资料 航海专业书籍

第四节　气象导航的一般程序及应用注意事项

一、岸导机构进行气象导航的一般程序

1. 申请气象导航

在船舶开航前 24～48 h，由船舶或船舶所属公司向有关气象导航机构提出申请，以电报或其他通信方式把以下内容通知气象导航机构：

1）船舶名称、呼号及船速；

2）船舶所属公司或本航次受雇公司的名称、地址；

3）预计起航日期、时间；

4）出发港口；

5）目的港（如中途停留，需附述港名及预计停留时间）；

6）货物装载情况（如货物种类、空载等）；

7）船舶稳性——GM 值；

8）船舶吃水和吃水差；

9）干舷高度；

10）特殊事项和船长要求（如易遭损坏的甲板货物；需在一定时间内到达目的港等）；

11）本航次船舶将使用的联络电台。

这样，申请气象导航的船长，就可适时收到由起航港代理人转递的气象导航机构所推荐的航线及有关海域的天气和海况预报。

如果在临近开航或已开航时申请气象导航，可通过导航机构指定的电台或船长在申请中指定的电台收到推荐报告。

2. 航行途中联络

在航行中船长应将下列各项情况通知气象导航机构：

1)开航后尽快将实际开航时间电告气象导航机构。

2)每两天一次,将中午船位电告气象导航机构,电报内容包括:船名、呼号、日期、时间、经度、纬度、天气及海况。

在正常天气情况下,气象导航机构也每两天一次电告船舶新的推荐意见及天气、海况预报。途中联络时间没有硬性规定,一般采用地方时 12 h 前后为多,也有采用世界时 12 h 前后的,如途中遇到预先没有预报的恶劣天气,或恶劣天气使航行困难时,可随时电告气象导航机构,气象导航机构会及时回电,给船长分析沿途的天气和海况,并提出新的推荐意见。

3)在航行中,如果不是由于天气影响而降低航速、停止前进或自行改变航线,应立即电告导航机构,以利于他们掌握被导船的动态。

4)抵达目的港后应尽快电告实际到港时间。

3. 航次总结报告

本航次气象导航结束后,气象导航机构向申请气象导航的公司提供一份完整的气象导航总结报告(副本送船长),内容包括整个航程的天气、海况分析,每天世界时 12 h 的推算船位、航速、风向、风速、浪向、浪高、受大风的天数、平均航速等,并绘制航迹图。此外,还包括所有来往电报。

二、应用气象导航技术的注意事项

在采用气象导航技术时,应注意以下几点:

1)气象导航机构所推荐的航线仅仅是航行建议,完全是咨询性质的。行驶在推荐航线上的船舶如果发生损失或意外事故,气象导航机构不负任何法律责任。船长在任何情况下都对航行负有全责,其中也包括对航线的选择。

2)气象定线是寻求一条能避开最险恶风浪区的经济航线,在推荐航线上并非一定风平浪静。那种认为接受了气象导航服务,就不会遇到风浪的想法,是一种极大的误解。

3)采用气象航线时,要有雾航和在高纬度冰区航行的准备。气象导航机构认为,对于全年多雾的北大西洋和北太平洋中高纬海域来说,完全避开雾区是不可能的。气象导航机构推荐的航线,有时纬度较高,特别是西航的跨洋航线,冬季在高纬度海域可能会遇到海冰。

4)气导机构对热带气旋的预报仅供参考。实践表明,气导机构对热带气旋路径预报的准确率并不比一般气象部门高,切不可迷信。船舶应密切注意热带气旋的动向,根据实际情况,做好多种准备。

复习思考题

1. 何谓气象航线和气候航线?何谓最经济航线和最舒适航线?

2. 气象导航主要有哪些效益?

3. 何谓船舶运动性能曲线?何谓等时线法?

4. 简述气象导航的基本原理。

5. 拟定气象航线必须考虑哪些因素以及所依据的基本资料有哪些?

6. 简述船舶申请和使用岸导的一般程序。

7. 船长应如何正确对待和使用气导公司提供的推荐航线?使用岸导的船舶应具备哪些设备?

附录 1

等高面地转风速查算表

Δn \ φ	10.0	12.0	14.0	16.0	18.0	20.0	22.0	24.0	26.0	28.0	30.0	32.0	34.0	36.0	38.0	40.0	42.0	44.0
0.5	220.0	183.7	157.9	138.6	123.6	111.7	102.0	93.9	87.1	81.4	76.4	72.1	68.3	65.0	62.0	59.4	57.1	55.0
0.6	183.3	153.1	131.6	115.5	103.0	93.1	85.0	78.3	72.6	67.8	63.7	60.1	56.9	54.2	51.7	49.5	47.6	45.8
0.7	157.1	131.2	112.8	99.0	88.3	79.8	72.8	67.1	62.2	58.1	54.6	51.5	48.8	46.4	44.3	42.4	40.8	39.3
0.8	137.5	114.8	98.7	86.6	77.3	69.8	63.7	58.7	54.5	50.9	47.8	45.1	42.7	40.6	38.8	37.1	35.7	34.4
0.9	122.2	102.1	87.7	77.0	68.7	62.0	56.7	52.2	48.4	45.2	42.4	40.0	38.0	36.1	34.5	33.0	31.7	30.6
1.0	110.0	91.9	79.0	69.3	61.8	55.8	51.0	47.0	43.6	40.7	38.2	36.0	34.2	32.5	31.0	29.7	28.5	27.5
1.1	100.0	83.5	71.8	63.0	56.2	50.8	46.4	42.7	39.6	37.0	34.7	32.8	31.1	29.5	28.2	27.0	25.9	25.0
1.2	91.7	76.6	65.8	57.7	51.5	46.5	42.5	39.1	36.3	33.9	31.8	30.0	28.5	27.1	25.9	24.8	23.8	22.9
1.4	78.6	65.6	56.4	49.5	44.1	39.9	36.4	33.5	31.1	29.1	27.3	25.7	24.4	23.2	22.2	21.2	20.4	19.6
1.5	73.3	61.2	52.6	46.2	41.2	37.2	34.0	31.3	29.0	27.1	25.5	24.0	22.8	21.7	20.7	19.8	19.0	18.3
1.6	68.7	57.4	49.3	43.3	38.6	34.9	31.9	29.3	27.2	25.4	23.9	22.5	21.3	20.3	19.4	18.6	17.8	17.2
1.7	64.7	54.0	46.4	40.8	36.4	32.8	30.0	27.6	25.6	23.9	22.5	21.2	20.1	19.1	18.2	17.5	16.8	16.2
1.8	61.1	51.0	43.9	38.5	34.3	31.0	28.3	26.1	24.2	22.6	21.2	20.0	19.0	18.1	17.2	16.5	15.9	15.3
1.9	57.9	48.4	41.6	36.5	32.5	29.4	26.8	24.7	22.9	21.4	20.1	19.0	18.0	17.1	16.3	15.6	15.0	14.5
2.0	55.0	45.9	39.5	34.6	30.9	27.9	25.5	23.5	21.8	20.3	19.1	18.0	17.1	16.2	15.5	14.9	14.3	13.7
2.1	52.4	43.7	37.6	33.0	29.4	26.6	24.3	22.4	20.7	19.4	18.2	17.2	16.3	15.5	14.8	14.1	13.6	13.1
2.2	50.0	41.8	35.9	31.5	28.1	25.4	23.2	21.3	19.8	18.5	17.4	16.4	15.5	14.8	14.1	13.5	13.0	12.5
2.3	47.8	39.9	34.3	30.1	26.9	24.3	22.2	20.4	18.9	17.7	16.6	15.7	14.9	14.1	13.5	12.9	12.4	12.0
2.4	45.8	38.3	32.9	28.9	25.8	23.3	21.2	19.6	18.2	17.0	15.9	15.0	14.2	13.5	12.9	12.4	11.9	11.5
2.5	44.0	36.7	31.6	27.7	24.7	22.3	20.4	18.8	17.4	16.3	15.3	14.4	13.7	13.0	12.4	11.9	11.4	11.0
2.6	42.3	35.3	30.4	26.7	23.8	21.5	19.6	18.1	16.8	15.6	14.7	13.9	13.1	12.5	11.9	11.4	11.0	10.6
2.7	40.7	34.0	29.2	25.7	22.9	20.7	18.9	17.4	16.1	15.1	14.1	13.3	12.7	12.0	11.5	11.0	10.6	10.2
2.8	39.3	32.8	28.2	24.7	22.1	19.9	18.2	16.8	15.6	14.5	13.6	12.9	12.2	11.6	11.1	10.6	10.2	9.8
2.9	37.9	31.7	27.2	23.9	21.3	19.3	17.6	16.2	15.0	14.0	13.2	12.4	11.8	11.2	10.7	10.2	9.8	9.5
3.0	36.7	30.6	26.3	23.1	20.6	18.6	17.0	15.7	14.5	13.6	12.7	12.0	11.4	10.8	10.3	9.9	9.5	9.2
3.5	31.4	26.2	22.6	19.8	17.7	16.0	14.6	13.4	12.4	11.6	10.9	10.3	9.8	9.3	8.9	8.5	8.2	7.9
4.0	27.5	23.0	19.7	17.3	15.5	14.0	12.7	11.7	10.9	10.2	9.6	9.0	8.5	8.1	7.8	7.4	7.1	6.9
4.5	24.4	20.4	17.5	15.4	13.7	12.4	11.3	10.4	9.7	9.0	8.5	8.0	7.6	7.2	6.9	6.6	6.3	6.1
5.0	22.0	18.4	15.8	13.9	12.4	11.2	10.2	9.4	8.7	8.1	7.6	7.2	6.8	6.5	6.2	5.9	5.7	5.5
6.0	18.3	15.3	13.2	11.5	10.3	9.3	8.5	7.8	7.3	6.8	6.4	6.0	5.7	5.4	5.2	5.0	4.8	4.6
7.0	15.7	13.1	11.3	9.9	8.8	8.0	7.3	6.7	6.2	5.8	5.5	5.1	4.9	4.6	4.4	4.2	4.1	3.9
8.0	13.7	11.5	9.9	8.7	7.7	7.0	6.4	5.9	5.4	5.1	4.8	4.5	4.3	4.1	3.9	3.7	3.6	3.4
9.0	12.2	10.2	8.8	7.7	6.9	6.2	5.7	5.2	4.8	4.5	4.2	4.0	3.8	3.6	3.4	3.3	3.2	3.1
10.0	11.0	9.2	7.9	6.9	6.2	5.6	5.1	4.7	4.4	4.1	3.8	3.6	3.4	3.2	3.1	3.0	2.9	2.7

说明：

1. 表中 Δn 为等压线间距，以纬距为单位；φ 为地理纬度（°）；风速以 m/s 为单位。
2. 本表根据式(3-8)制作而成，适用于等压线间隔为4 hPa 的等高面上地转风速的查算。已知相邻两条等压线之间的垂直距离和计算点的地理纬度，即可在表中查出地转风速值。
3. 本表也适用于其他等压线间隔。例如，假定两条等压线之间的气压差为 2.5 hPa，则地转风速值用 $\frac{2.5}{4}$ 乘以表中查得值即可得到。

等高面地转风速查算表（续）

Δn \ φ	46.0	48.0	50.0	52.0	54.0	56.0	58.0	60.0	62.0	64.0	66.0	68.0	70.0	72.0	74.0	76.0	78.0	80.0
0.5	53.1	51.4	49.9	48.5	47.2	46.1	45.0	44.1	43.3	42.5	41.8	41.2	40.7	40.2	39.7	39.4	39.1	38.8
0.6	44.3	42.8	41.6	40.4	39.3	38.4	37.5	36.8	36.1	35.4	34.8	34.3	33.9	33.5	33.1	32.8	32.5	32.3
0.7	37.9	36.7	35.6	34.6	33.7	32.9	32.2	31.5	30.9	30.4	29.9	29.4	29.0	28.7	28.4	28.1	27.9	27.7
0.8	33.2	32.1	31.2	30.3	29.5	28.8	28.2	27.6	27.0	26.6	26.1	25.8	25.4	25.1	24.8	24.6	24.4	24.2
0.9	29.5	28.6	27.7	26.9	26.2	25.6	25.0	24.5	24.0	23.6	23.2	22.9	22.6	22.3	22.1	21.9	21.7	21.5
1.0	26.6	25.7	24.9	24.2	23.6	23.0	22.5	22.1	21.6	21.3	20.9	20.6	20.3	20.1	19.9	19.7	19.5	19.4
1.1	24.1	23.4	22.7	22.0	21.5	20.9	20.5	20.0	19.7	19.3	19.0	18.7	18.5	18.3	18.1	17.9	17.8	17.6
1.2	22.1	21.4	20.8	20.2	19.7	19.2	18.8	18.4	18.0	17.7	17.4	17.2	16.9	16.7	16.6	16.4	16.3	16.2
1.4	19.0	18.4	17.8	17.3	16.9	16.5	16.1	15.8	15.5	15.2	14.9	14.7	14.5	14.3	14.2	14.1	13.9	13.9
1.5	17.7	17.1	16.6	16.2	15.7	15.4	15.0	14.7	14.4	14.2	13.9	13.7	13.6	13.4	13.2	13.1	13.0	12.9
1.6	16.6	16.1	15.6	15.1	14.8	14.4	14.1	13.8	13.5	13.3	13.1	12.9	12.7	12.6	12.4	12.3	12.2	12.1
1.7	15.6	15.1	14.7	14.3	13.9	13.6	13.2	13.0	12.7	12.5	12.3	12.1	12.0	11.8	11.7	11.6	11.5	11.4
1.8	14.8	14.3	13.9	13.5	13.1	12.8	12.5	12.3	12.0	11.8	11.6	11.4	11.3	11.2	11.0	10.9	10.8	10.8
1.9	14.0	13.5	13.1	12.8	12.4	12.1	11.9	11.6	11.4	11.2	11.0	10.8	10.7	10.6	10.5	10.4	10.3	10.2
2.0	13.3	12.9	12.5	12.1	11.8	11.5	11.3	11.0	10.8	10.6	10.5	10.3	10.2	10.0	9.9	9.8	9.8	9.7
2.1	12.6	12.2	11.9	11.5	11.2	11.0	11.0	10.5	10.3	10.1	10.0	9.8	9.7	9.6	9.5	9.4	9.3	9.2
2.2	12.1	11.7	11.3	11.0	10.7	10.5	10.2	10.0	9.8	9.7	9.5	9.4	9.2	9.1	9.0	8.9	8.9	8.8
2.3	11.5	11.2	10.8	10.5	10.3	10.0	9.8	9.6	9.4	9.2	9.1	9.0	8.8	8.7	8.6	8.6	8.5	8.4
2.4	11.1	10.7	10.4	10.1	9.8	9.6	9.4	9.2	9.0	8.9	8.7	8.6	8.5	8.4	8.3	8.2	8.1	8.1
2.5	10.6	10.3	10.0	9.7	9.4	9.2	9.0	8.8	8.7	8.5	8.4	8.2	8.1	8.0	7.9	7.9	7.8	7.8
2.6	10.2	9.9	9.6	9.3	9.1	8.9	8.7	8.5	8.3	8.2	8.0	7.9	7.8	7.7	7.6	7.6	7.5	7.5
2.7	9.8	9.5	9.2	9.0	8.7	8.5	8.3	8.2	8.0	7.9	7.7	7.6	7.5	7.4	7.4	7.3	7.2	7.2
2.8	9.5	9.2	8.9	8.7	8.4	8.2	8.0	7.9	7.7	7.6	7.5	7.4	7.3	7.2	7.1	7.0	7.0	6.9
2.9	9.2	8.9	8.6	8.4	8.1	7.9	7.8	7.6	7.5	7.3	7.2	7.1	7.0	6.9	6.9	6.8	6.7	6.7
3.0	8.9	8.6	8.3	8.1	7.9	7.7	7.5	7.4	7.2	7.1	7.0	6.9	6.8	6.7	6.6	6.6	6.5	6.5
3.5	7.6	7.3	7.1	6.9	6.7	6.6	6.4	6.3	6.2	6.1	6.0	5.9	5.8	5.7	5.7	5.6	5.6	5.5
4.0	6.6	6.4	6.2	6.1	5.9	5.8	5.6	5.5	5.4	5.3	5.2	5.2	5.1	5.0	5.0	4.9	4.9	4.8
4.5	5.9	5.7	5.5	5.4	5.2	5.1	5.0	4.9	4.8	4.7	4.6	4.6	4.5	4.5	4.4	4.4	4.3	4.3
5.0	5.3	5.1	5.0	4.8	4.7	4.6	4.5	4.4	4.3	4.3	4.2	4.1	4.1	4.0	4.0	3.9	3.9	3.9
6.0	4.4	4.3	4.2	4.0	3.9	3.8	3.8	3.7	3.6	3.5	3.5	3.4	3.4	3.3	3.3	3.3	3.3	3.2
7.0	3.8	3.7	3.6	3.5	3.4	3.3	3.2	3.2	3.1	3.0	3.0	2.9	2.9	2.9	2.8	2.8	2.8	2.8
8.0	3.3	3.2	3.1	3.0	3.0	2.9	2.8	2.8	2.7	2.7	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.4	2.1
9.0	3.0	2.9	2.8	2.7	2.6	2.6	2.5	2.5	2.4	2.4	2.3	2.3	2.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
10.0	2.7	2.6	2.5	2.4	2.4	2.3	2.3	2.2	2.2	2.1	2.1	2.1	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9

说明：

1. 表中 Δn 为等压线间距，以纬距为单位；φ 为地理纬度（°）；风速以 m/s 为单位。
2. 表根据式(3-8)制作而成，适用于等压线间隔为 4 hPa 的等高面上地转风速的查算。已知相邻两条等压线之间的垂直距离和计算点的地理纬度，即可在表中查出地转风速值。
3. 本表也适用于其他等压线间隔。例如，假定两条等压线之间的气压差为 2.5 hPa，则地转风速值用 $\frac{2.5}{4}$ 乘以表中查得值即可得到。

附录 2

西北太平洋和南海热带气旋命名表
（2006 年 1 月 1 日起执行）

名字来源	第一列	第二列	第三列	第四列	第五列
Cambodia 柬埔寨	Damrey 达维	Kong-rey 康妮	Nakri 娜基莉	Krovanh 科罗旺	Sarika 莎莉嘉
China 中国	Longwang 龙王	Yutu 玉兔	Fengshen 风神	Dujuan 杜鹃	Haima 海马
DPR Korea 朝鲜	Kirogi 鸿雁	Toraji 桃芝	Kalmaegi 海鸥	Mujigae 彩虹	Meari 米雷
HK, China 中国香港	Kai-tak 启德	Man-yi 万宜	Fung-wong 凤凰	Choi-wan 彩云	Ma-on 马鞍
Japan 日本	Tembin 天秤	Usagi 天兔	Kammuri 北冕	Koppu 巨爵	Tokage 蝎虎
Lao PDR 老挝	Bolaven 布拉万	Pabuk 帕布	Phanfone 巴蓬	Ketsana 凯萨娜	Nock-ten 洛坦
Macau, China 中国澳门	Chanchu 珍珠	Wutip 蝴蝶	Vongfong 黄蜂	Parma 芭玛	Muifa 梅花
Malaysia 马来西亚	Jelawat 杰拉华	Sepat 圣帕	Nuri 鹦鹉	Melor 茉莉	Merbok 苗柏
Micronesia 密克罗尼西亚	Ewiniar 艾云尼	Fitow 菲特	Sinlaku 森拉克	Nepartak 尼伯特	Nanmadol 南玛都
Philippines 菲律宾	Bilis 碧利斯	Danas 丹娜丝	Hagupit 黑格比	Lupit 卢碧	Talas 塔拉斯
RO Korea 韩国	Kaemi 格美	Nari 百合	Changmi 蔷薇	mirinae 银河	Noru 奥鹿
Thailand 泰国	Prapiroon 派比安	Wipha 韦帕	Mekkhala 米克拉	Nida 妮妲	Kulap 玫瑰
U.S.A.美国	Maria 玛利亚	Francisco 范斯高	Higos 海高斯	Omais 奥麦斯	Roke 洛克
Viet Nam 越南	Saomai 桑美	Lekima 利奇马	Bavi 巴威	Conson 康森	Sonca 桑卡
Cambodia 柬埔寨	Bopha 宝霞	Krosa 罗莎	Maysak 美沙克	Chanthu 灿都	Nesat 纳沙
China 中国	Wukong 悟空	Haiyan 海燕	Haishen 海神	Dianmu 电母	Haitang 海棠
DPR Korea 朝鲜	Sonamu 清松	Podul 杨柳	Noul 红霞	Mindulle 蒲公英	Nalgae 尼格
HK, China 中国香港	Shanshan 珊珊	Lingling 玲玲	Dolphin 白海豚	Lionrock 狮子山	Banyan 榕树
Japan 日本	Yagi 摩羯	Kajiki 剑鱼	Kujira 鲸鱼	Kompasu 圆规	Washi 天鹰
Lao PDR 老挝	Xangsane 象神	Faxai 法茜	Chan-hom 灿鸿	Namtheun 南川	Matsa 麦莎
Macau, China 中国澳门	Bebinca 贝碧嘉	Peipah 琵琶	Linfa 莲花	Malou 玛瑙	Sanvu 珊瑚
Malaysia 马来西亚	Rumbia 温比亚	Tapah 塔巴	Nangka 浪卡	Meranti 莫兰蒂	Mawar 玛娃
Micronesia 密克罗尼西亚	Soulik 苏力	Mitag 米娜	Soudelor 苏迪罗	Fanapi 凡亚比	Guchol 古超
Philippines 菲律宾	Cimaron 西马仑	Hagibis 海贝思	Molave 莫拉菲	Malakas 马勒卡	Talim 泰利
RO Korea 韩国	Chebi 飞燕	Noguri 浣熊	Koni 天鹅	Megi 鲇鱼	Nabi 彩蝶
Thailand 泰国	Durian 榴莲	Rammasun 威马逊	Morakot 莫拉克	Chaba 暹芭	Khanun 卡努
U.S.A.美国	Utor 尤特	Matmo 麦德姆	Etau 艾涛	Aere 艾利	Vicente 韦森特
Viet Nam 越南	Trami 潭美	Halong 夏浪	Vamco 环高	Songda 桑达	Saola 苏拉

附录3

云 图

一、高云



图1 毛卷云

毛卷云分布在高空，毛丝般纤维结构非常明显，呈钩状。由于高空风较大，消散的云丝向北平行分散排列。



图2 密卷云

图中密卷云较厚，由浓密絮结构明显。



图3 伪卷云

图中的积雨云顶部消散，其顶部脱离的砧状云体，沿着空气流的方向向前延伸，演变成伪卷云，其边缘毛丝般结构明显，呈白色。



图4 钩卷云

钩卷云云丝纤维状分布，平行排列，由于高空风的切变作用，云丝形成钩状。

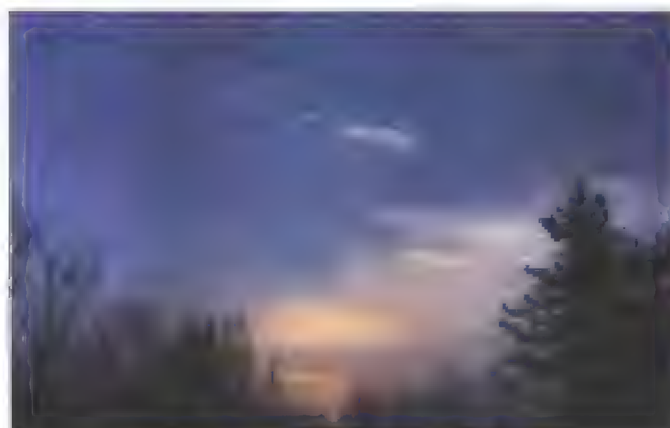


图5 卷层云（云层高度角小于45°）

卷层云系统地由西北移向本站，云层薄而不均匀，高度角小于45°，毛丝般纤维结构明显，呈金黄色。



图6 卷层云（云层高度角大于45°）

卷层云从西南移入本站上空，高度角大于45°，云层虽然较厚，但是毛丝般的结构依然可见。



图7 卷层云

图中为布满全天的薄幕卷层云，阳光经过云中的冰晶折射形成22°晕圈。



图8 辐射状卷云

图中的卷云呈辐射状系统地向上空发展，云丝从地平线向天空各方放射，冰晶结构很明显，这种云往往出现在热带气旋的外围。



图9 卷积云

图中的卷积云是由密卷云演变而成的，云块很小，密集成群，云块排列成波状。

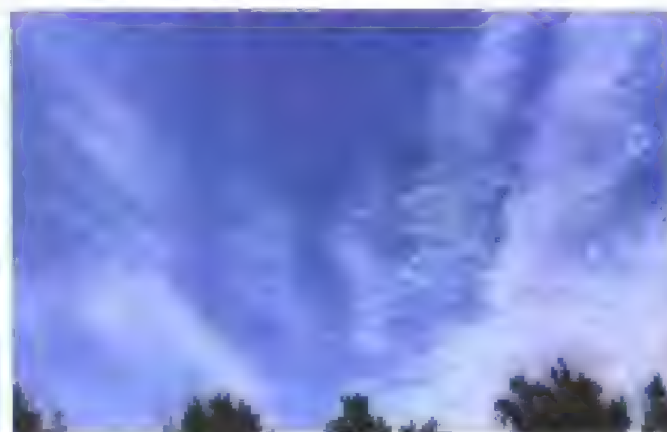


图10 卷积云

卷积云系统地由东向天顶移来，白色细小云块排列成带状，密集成群。

二、中云



图11 透光高层云

图中浅灰色云幕是透光高层云，云层较薄，厚度比较均匀，已布满全天，隔着云层看太阳轮廓模糊，如同隔了一层毛玻璃。



图12 蔽光高层云

图中为布满全天的蔽光高层云，云体较厚，均匀成幕，呈灰色，即不能见日位置，在高层云下面有几块暗灰色的碎积云。

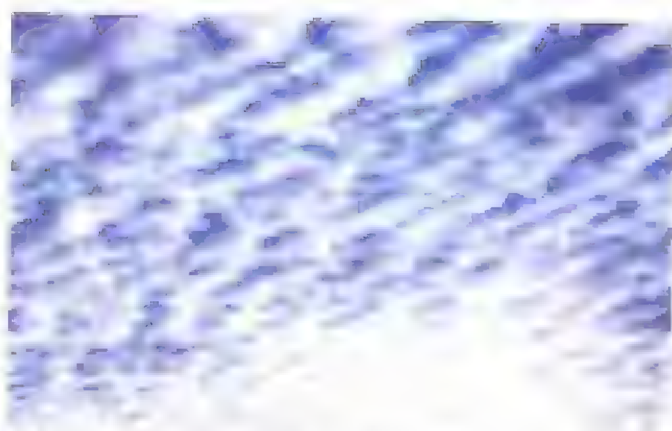


图13 透光高积云

透光高积云呈波状排列的白色条纹，云隙间可见蓝天。



图14 荚状高积云

图中为荚状高积云，云块呈白色长条，边缘清晰的荚状高积云对于有晴朗前兆，云块已逐渐消散



图15 系统发展的辐辏状高积云

图中为透光高积云分成四条向辐合的辐辏，云块厚薄不太均匀，中间两条比较厚密，云隙明显，可见蓝天。



图16 积云性高积云

图为积云性高积云，云块大小很不一致，排列也不整齐，右侧云块积云特征很明显，呈纯白色。



图17 蔽光高积云

图为布满全天的蔽光高积云，呈深灰色，云块大小不太均匀，云体较厚，看不见太阳，拍摄时正在下雨。



图18 絮状高积云

图中的絮状高积云云块大小很不均匀，边缘破碎，从图中下部看去，云块似呈辐辏状排列。



图19 混乱天空的高积云

图中高积云高度较高，卷积云云块排列整齐，低空是浓积云和淡积云。

三、低云



图20 淡积云

这是发展中的淡积云，云底平整，略有淡影，上部几块云云顶呈圆弧形凸起，远处几块较扁平。



图21 浓积云

个体高大的浓积云，轮廓清晰，呈灰白色，垂直发展旺盛，如奇峰耸立，云顶圆弧形重叠明显，很像花椰菜。



图22 秃积雨云

图中是发展旺盛的秃积雨云，云顶突破稳定层后已开始冻结，其上部有薄薄的幞状云。



图23 积云性层积云

图中积云逐渐扩展平衍成积云性层积云，云块较大而厚，成条状，其顶部仍具有积云特点，由于逆光，云体呈暗灰色。



图24 普通层积云

层积云个体明显，云块较大，排列成波状，云块上部呈灰白色，底部呈灰色，有明显的缝隙，可见蓝天。



图25 层云和碎层云

这是由雾抬升而形成的层云，云层正沿着山坡继续向上发展，其薄的地方露出山顶。



图26 碎雨云

图中的碎雨云飘浮在布满全天的蔽光高层云下面，当时正在下雨，雨滴蒸发形成碎雨云，云块破碎飘游不定，不断消散和生成，呈深灰色。



图27 不同高度的积云和层积云

图中上层为层积云，未布满全天，云条中部较厚，呈灰白色。下层浓积云发展比较旺盛，云顶圆弧形凸起比较明显，底部较暗。



图28 砧状积雨云

图中为云顶呈砧状的鬃积雨云，边缘毛丝般的纤维结构明显，云的顶部仍和主体连在一起。图中下部还有积云。



图29 雨层云

图中为布满全天的雨层云，低而漫无定形，云层很厚，呈暗灰色，当时正在下雨。

参考文献

[1] 朱谦阳,等. 航海气象与海洋学. 大连:大连海事大学出版社,1999

[2] 陈家辉,张吉平. 航海气象与海洋学. 大连:大连海事大学出版社,2001

[3] 陈家辉. 航海气象与海洋学. 大连:大连海事大学出版社,1999

[4] 盛裴轩,毛节泰,等. 大气物理学. 北京:北京大学出版社,2003

[5] 陈建民,徐依吉. 海洋学. 山东:石油大学出版社,2003

[6] 朱乾根,林锦瑞,等. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,2000

[7] 陈渭民,夏浣清,等. 卫星气象学. 北京:气象出版社,1989

[8] 孙连安,黄朝迎,等. 海雾概论. 北京:气象出版社,1985

[9] 寿绍文,励申申,等. 天气学分析. 北京:气象出版社,2002

[10] 孔玉涛,章东华. 现代天气预报技术. 北京:气象出版社,2000

[11] 中国气象局科教司. 省地气象台短期预报岗位培训教材. 北京:气象出版社,1998

[12] 陈联寿,丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京:科学出版社,1979

[13] 全球热带气旋预报指南. 裘国庆,方维模等译. 北京:气象出版社,1995

[14] 中国气象局. 地方气象观测规范. 北京:气象出版社,2003

[15] 寿绍文,励申申,等. 中国主要天气过程的分析. 北京:气象出版社,1997

[16] 日本气象学会. 气象传真图的应用. 北京:气象出版社,1983

[17] 徐小弟,李宝泰,等. 船舶海洋水文气象辅助测报规范. 北京:中国标准出版社,1999

[18] 杨亚新,龚少军. 利用传真地面天气图计算海面风. 中国航海,2004(1):67-70

[19] 杨亚新. 西北太平洋热带气旋发生的时空变化特征. 海洋预报,2005(1):86-91

[20] 杨亚新. 全球热带气旋概述. 世界海运,2005(2):3-6

[21] 杨亚新. 1949~2003 南海热带气旋的发生规律. 上海海事大学学报,2005,26(4):16-19

[22] 杨亚新,夏剑东. 美国海上传真天气图的解读与应用. 世界海运,2006(5):1-3

[23] 国家气象局. 中国云图. 北京:国家出版社,1984

[24] Admiralty List of Radio Signals, vol(3). The Hydrographer of The Havy, Taunton, Somerset, 2002/2003, Published by the united kingdom hydrographic office

[25] Ocean Prediction Center's Radiofacsimile Charts User's Guide. http://www.opc.ncep.noaa.gov, 2006, 6

[26] Worldwide Maritime Radiofacsimile broadcast schedules. http://www.nws.noaa.gov/om/marine/home.htm, 2006, 6